



Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta



Ústav petrologie a strukturní geologie

STRUKTURNÍ VÝVOJ ROZHRAŇÍ SUPRASTRUKTURY A INFRASTRUKTURY V OROGENECH

(Structural evolution of infra- and superstructure boundary in orogens)

Bakalářská práce

Vít Peřestý



Vedoucí práce:
Mgr. Ondřej Lexa, PhD.
2010

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci vypracoval samostatně a pouze s použitím citované literatury.

V Benešově u Prahy, srpen 2010,

Vít Peřestý

Obr. na titulní straně: Strmá kliváž ve fylitech suprastruktury a pásy zalomení. Foto Vít Peřestý.

OBSAH

0.	ANGLICKÝ A ČESKÝ ABSTRAKT	- 4 -
0.1	English abstract	- 4 -
0.2	Abstrakt	- 5 -
1.	ÚVOD	- 6 -
2.	HISTORICKÝ VÝVOJ KONCEPTU SUPRA A INFRASTRUKTURY	- 7 -
2.1	Počátky konceptu S-I	- 7 -
2.2	S-I na základě Murphyho (1987) pozorování v Cariboo Mountains	- 8 -
2.3	Současný pohled a oživení konceptu S-I.....	- 11 -
3.	REOLOGIE	- 14 -
3.1	Reologický stav litosféry.....	- 14 -
3.1.1	<i>Tepelný tok a konstrukce geotermie</i>	- 14 -
3.1.2	<i>Křehké porušení</i>	- 16 -
3.1.3	<i>Duktilní deformace</i>	- 18 -
3.1.4	<i>Konstrukce reologických profilů</i>	- 21 -
3.1.5	<i>Implikace pro vývoj rozhraní křehké a duktilní deformace</i>	- 24 -
3.2	Vertikální coupling a decoupling v litosféře	- 25 -
3.2.1	<i>Tektonika spojek (clutch tectonics)</i>	- 25 -
3.2.2	<i>Kinematická prostředí spojek</i>	- 29 -
3.2.3	<i>Attachment nebo detachment?</i>	- 33 -
3.2.4	<i>Časový vývoj orogenu a systém řízený shora nebo zdola</i>	- 33 -
3.2.5	<i>Shrnutí</i>	- 34 -
4.	NUMERICKÉ MODELOVÁNÍ OROGENNÍCH ZÓN	- 37 -
4.1	Úvod.....	- 37 -
4.2	Návrh numerického modelu	- 38 -
4.2.1	<i>Materiálové parametry</i>	- 38 -
4.2.2	<i>Fyzikální pozadí</i>	- 40 -
a)	<i>Mechanický model</i>	- 40 -
b)	<i>Změkčení vlivem přítomnosti taveniny</i>	- 40 -
c)	<i>Teplotní model</i>	- 41 -
d)	<i>Izostáze a eroze</i>	- 41 -
4.2.3	<i>Iniciální stav modelu</i>	- 42 -
4.3	Výstupy modelu GO-3	- 44 -
4.4	Diskuze.....	- 47 -
4.4.1	<i>Inkubační doba</i>	- 47 -
4.4.2	<i>Srovnání modelování a výstupů orogenů Himalájského a akrečního typu</i> .	- 48 -
4.4.3	<i>Vliv eroze na výslednou geometrii</i>	- 50 -
4.4.4	<i>Shrnutí</i>	- 51 -
5.	SUPRASTRUKTURA A INFRASTRUKTURA V ZÁPADNÍCH ČECHÁCH	- 52 -
6.	ZÁVĚR.....	- 55 -
7.	PODĚKOVÁNÍ.....	- 57 -
8.	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	- 58 -

0. ANGLICKÝ A ČESKÝ ABSTRAKT

0.1 English abstract

This work focuses on structural and deformational aspects of the crust development during orogeny, based on historical suprastructure/infrastructure concept. The uppermost suprastructure is dominated by steep fabrics, which evolved in a brittle regime within early stages of orogeny, and which sustain almost unchanged for the whole period of orogenic evolution. On the other hand, the infrastructure is located in the lower crust, where ductile processes dominate. Because the ductility is a thermally activated process, sufficiently long time is needed to heat the lower crust, and therefore the infrastructure is younger than suprastructure. Gently to shallowly dipping structures develop as a consequence of ductile flow.

The aim of this study is to describe processes on the suprastructure/infrastructure boundary. Position of this boundary is closely related to brittle/ductile transition, and so that a brief introduction to rheology is included. Rheological boundaries are often places of high strain and high displacement gradients, which must be somehow accommodated. One possibility is to lose communication between adjacent levels and create a detachment plane, which is commonly supposed in the conventional thrust tectonics model. The other possibility is, that layers are at least partially attached, accommodating deformation in a wide zone. This assumption is a key to the concept of clutch tectonics. The clutch tectonics also tries to prove, that orogenic systems are rather systems driven from below than from side boundary conditions.

Rheological laws provide a theoretical background for numerical models of orogenic systems. Model design and its parameters are discussed in detail. Resulting geometry show 3 main phases of development of the accretionary orogen and formation of the rigid suprastructure and the hot ductile infrastructure as well as some kind of channel-flow. Results are compared to Himalayan-type collision models, producing channel-flow of slightly different origin.

In the end, there are presented some aspects associated to suprastructure/infrastructure problem in Western Bohemia.

0.2 Abstrakt

Tato práce se zabývá strukturním a reologickým vývojem kůry v průběhu orogeneze s důrazem kladeným na procesy probíhající na rozhraní suprastruktury a infrastruktury. V prvních fázích vývoje orogenu se v nejsvrchnější suprastruktuře vytvářejí subvertikální planární stavby, které setrvávají téměř nezměněny po celou dobu vývoje orogenu. Naproti tomu v hlouběji položené infrastruktuře dochází postupně k nárůstu teploty a aktivaci duktilního toku, který transponuje starší strmé stavby na ploše uložené planární struktury.

Protože vývoj rozhraní úzce souvisí s přechodem z křehkého do duktilního pole deformace, vychází současný pohled na koncept suprastruktury a infrastruktury z reologických vlastností kůry. Reologická rozhraní jsou často oblasti vysokých gradientů přemístění. Konvenční teorie příkrovové stavby akomoduje napětí na rozhraní vytvořením plochy detachmetnu, což však znamená ztrátu mechanické komunikace mezi sousedními vrstvami, které poté vystupují nezávisle. Alternativou je, že vrstvy zůstávají alespoň částečně propojeny a mohou přenášet napětí z jedné vrstvy do druhé v širší deformační zóně. Z tohoto předpokladu vychází teorie spojek, která popisuje mechanismy propojení na rozhraních a podporuje argumenty, že orogenní oblasti jsou spíše systémy řízené zdola než ze stran.

V další části jsou diskutovány principy, parametry a výstupy matematického termomechanického modelu akrečního orogenu. Model názorně ilustruje jednotlivé fáze vývoje orogenu, předpovídá vznik rigidní suprastruktury a horké duktilní infrastruktury, která vykazuje prvky toku materiálu podobné kanálovému toku, který je znám z kolizních orogenů Himalájského typu.

Závěrečná část se stručně věnuje problematice přechodné zóny evropských variscid v západní části tepelského krystalinika.

1. ÚVOD

Orogenní zóny jsou oblasti dynamických geologických procesů, které se významně podílejí na utváření celé kontinentální kůry. Názory na její stavbu prošly poměrně dlouhým vývojem. Jednou ze starších teorií zabývajících se vertikální stratifikací kůry je i historický koncept suprastruktury a infrastruktury (de Sitter a Zwart, 1960), kterému je v současnosti opět věnována zvýšená pozornost, neboť dává prostor k moderním úvahám o vývoji orogenů, a zároveň lépe vysvětluje některé aspekty deformace kůry, které teorie deskové tektoniky nedokáže postihnout.

Soudobé představy o vývoji orogenních zón, které jsou prezentovány v této práci, se opírají o empirické reologické zákony, na jejichž základě lze získat představu o reologické stratifikaci kůry, ale i jejím časovém vývoji a vlivu řady parametrů na charakter deformace v orogenech. Hranice suprastruktury a infrastruktury je výrazným reologickým rozhraním na němž probíhá celá řada procesů, které uvažují různou míru propojení mezi jednotlivými úrovněmi. První krajní možností je vznik detachmentu a úplná ztráta komunikace mezi vrstvami, v jejímž důsledku se jednotlivé vrstvy chovají na sobě zcela nezávisle. Druhou krajní možností je úplné propojení vrstev, kdy původní vertikální linie zůstává při jakémkoli pohybu litosféry beze změny (blízké podmínky planují na stabilních kratonech či v oceánské kůře). Mezi těmito krajními členy však existuje řada přechodných typů s různou mírou přenosu napětí, v jejichž důsledku se vytváří akomodační zóna, která je základem tektoniky spojek (Tikoff et al., 2002).

Pro pochopení procesů časového vývoje staveb a jejich transpozice na rozhraní suprastruktury a infrastruktury napomáhají matematické modely (např. Jamieson et al., 2007), které předpovídají vznik suprastruktury a infrastruktury a jejichž výsledky lze aplikovat i na známá orogenní pásma.

2. HISTORICKÝ VÝVOJ KONCEPTU SUPRA A INFRASTRUKTURY

2.1 Počátky konceptu S-I

Prvotní podněty k odlišení charakteru strukturního záznamu ve svrchní a spodní kůře dal již Wegmann (1935) zavedením termínů „*Oberbau*“ a „*Unterbau*“, kterými popisoval změnu strukturního stylu s hloubkou. Skutečný počátek konceptu suprastruktury a infrastruktury (S-I) se však klade až na konec 50. let, kdy de Sitter a Zwart (1960) tyto pojmy poprvé definovali. Vycházeli přitom z terénních prací v Pyrenejích a podobnosti strukturního záznamu s pracemi Hallera (1955) v kaledonidách jižního Grónska nebo Schroedera (1958) v německých variscidách.

De Sitter a Zwart (1960) popisují přechod z ploše uložených deformačních staveb ve výše metamorfovaném jádře orogenu na subvertikálně orientované planární struktury v slabě metamorfovaném orogenním plášti. Na základě systematické studie strukturních stylů v prográdně metamorfovaném sledu metasedimentárních hornin a bazických intruziv, de Sitter a Zwart (1960) definovali suprastrukturu, infrastrukturu a přechodnou zónu.

Suprastruktura se skládá ze zvrásněných sedimentárních hornin, v nichž postupně roste stupeň metamorfózy a ve facii zelených břidlic přetváří horniny na fylity. Koncentrické vrásnění je provázeno vznikem subvertikální osní kliváže, která se stejnou orientací prostupuje i bazickými horninami. S rostoucí hloubkou se vrásy stávají sevřenější a přecházejí do izoklinálních vrás. Kliváž je v zámcích kolmá k původní vrstevnatosti, zatímco v ramenech může být s vrstevnatostí až paralelní. Průsečnice kliváže s vrstevnatostí definuje intersekční lineaci, jejíž směr je v celé oblasti až obdivuhodně stabilní, přičemž sklon pouze mírně osciluje.

Ve svorech, které představují přechodnou zónu, dochází ke změně původních strmých staveb na mírně ukloněné. Kliváž je postupně nahrazována metamorfní břidličnatostí. Lineaci zprostředkovává protažení minerálních zrn křemene, slíd a živců. Její směr je i v přechodné zóně laterálně neměnný a zůstává paralelní se směrem intersekční lineace v suprastruktuře.

Stupeň metamorfózy v infrastruktuře je již poměrně značný, převládají ruly s okatou stavbou. Převažuje jen mírně ukloněná foliace. Lineaci nadále definují protažená a usměrněná zrna minerálů stejné orientace jako v ostatních úrovních.

Souhlasná orientace lineace vedla de Sittera a Zwarta k myšlence, že suprastruktura i infrastruktura byly utvářeny současně, ve stejném napětovém poli.

Výše zmíněná charakteristika jednotlivých úrovní se týká synkinematické metamorfózy. Autoři proto dále rozvádějí, jak další fáze vývoje orogenu ovlivňují strukturní záznam. Popisují infrastrukturu tzv. komplexního původu, kterou provází metamorfóza i po odeznění hlavní deformace. Vyčleňují další dvě fáze – pozdně kinematickou a postkinematickou.

V pozdně kinematické fázi dochází k převrácení původní kliváže a vzniku mikrovrás, které jsou dobře patrné zejména ve fylitech. Vytváří se tak nová lineace, která je ve všech strukturních úrovních intersekční (čímž se liší od synkinematické fáze). V rulách se vyskytuje nepravidelné vrásnění a objevují se vrásy toku. Tok autoři zdůvodňují tehdy moderními názory – reomorfismem a granitizací. Dalším projevem pokračující metamorfózy i po odeznění deformace je krystalizace nových metamorfních minerálů, ovšem bez přednostního uspořádání.

Postkinematická fáze se podle de Sittera a Zwarta (1960) projevuje ohybem původní synkinematické kliváže v suprastruktuře. Důvodem je vznik dóků v hlubších částech, v nichž probíhá granitizace. Autoři rovněž poukazují, že odlišný charakter deformace v supra a infrastruktuře může být zvýrazněn přítomností detachmentu v nekompetentních vrstvách, zatímco jinde je přechod plynulý.

Myšlenku změny strukturního stylu mezi mělkými a hlubšími částmi kůry později dále rozvíjeli například Campbell (1970, 1973), Wheeler et al. (1972) nebo Murphy (1987).

2.2 S-I na základě Murphyho (1987) pozorování v Cariboo Mountains

Murphy (1987) popisuje vztah supra a infrastruktury v Cariboo Mountains (obr. 2.1) v kanadských Kordillerách, přičemž kromě geometrie a kinematiky strukturního záznamu klade důraz také na relativní časové vztahy vzniku supra a infrastruktury. Důležitost sledává rovněž v povaze propojení mezi jednotlivými strukturními úrovněmi.

V oblasti Cariboo Mountains došlo během postmetamorfního výzdvihu k naklonění kůry směrem k SZ, v jehož důsledku v erozním řezu postupně roste stupeň metamorfózy směrem k JV, a je tak dobře odkrytý přechod ze suprastrukтуры do infrastruktury. Celá oblast se vyznačuje vrásovou stavbou regionálního měřítka, jejíž zámkové linie se uklánějí k severozápadu.

Ve všech strukturních úrovních Murphy (1987) popsal znaky polyfázového vývoje (makroskopické i mikroskopické) a vyčlenil 4 deformační fáze. První premetamorfní až raně metamorfní fáze D_1 se vyznačuje sevřenými až izoklinálními vrásami menšího měřítka (SZ

směru) s vyvinutou osní kliváží S_1 , které jsou jasně patrné v suprastruktuře a zcela transponované v infrastruktuře. Přítomnost reliktních minerálů nízkého stupně metamorfózy (muskovitu, chloritu, případně biotitu) v infrastruktuře Murphy (1987) spojuje právě s první deformační fází. Poměrně malá velikost struktur spolu s patrně nízkým stupněm metamorfózy naznačuje, že ztlustění v této fázi bylo jen minimální.

Synmetamorfnní struktury druhé fáze jsou dominantní ve všech úrovních a představují hlavní deformační fázi D_2 , během níž došlo k největšímu ztlustění a vzniku prográdních metamorfnních izográd. Směr struktur D_2 fáze je na SZ a vergence vrás je na JZ. Náhodně orientované novotvořené minerály, které přerůstají D_2 struktury indikují, že metamorfóza pokračovala i po odeznění hlavní deformace.

Pozdně až postmetamorfnní fázi D_3 charakterizují, JV vergentní vrásy či krenulace SZ směru, které se uplatňují hlavně na bázi sekvece a směrem do nadloží vyznívají.

Postmetamorfnní fáze D_4 je typická krenulacemi SV směru (tj. šikmo ke všem ostatním stavbám). V důsledku této fáze jsou v regionálním měřítku zprohýbány původní stavby. Fáze D_4 je tedy patrně zodpovědná za variace ve sklonu lineací a zámkových linií D_2 fáze.

Spoluúčastí výše zmíněných fází dochází ke vzniku staveb, které svým charakterem v jednotlivých úrovních opět umožňují typické vymezení suprastrukтуры, infrastruktury a přechodné zóny.

Suprastruktura zahrnuje svrchní málo metamorfované horniny až po biotitovou izográdu. V nejsvrchnějších partiích se vyznačuje otevřenými vrásami regionálního měřítka, které se směrem do podloží stávají sevřenějšími. Vergence vrás je k JZ a jejich zámkové linie zapadají k SZ. Vrásy mají strmé osní roviny a vyvinutou oddálenou osní kliváž S_2 . Murphy (1987) rovněž popisuje refrakci kliváže mezi kompetentními a nekompetentními vrstvami. Lokálně, zejména v ramenech vrás, kde je úhel refrakce vysoký a subparalelní s vrstevnatostí, dochází v nekompetentních metapelitických vrstvách v důsledku progresivního svírání vrásy ke krenulaci původní S_2 . Ve fylitech má kliváž S_2 většinou krenulační charakter a vzniká vrásněním starší chlorit-muskovitické foliace S_1 . S_2 se protíná s vrstevnatostí S_0 a vzniká tak intersekční lineace L_2 , která je paralelní se zámkou vrás D_2 . Planární stavba S_2 je přerůstána prográdními porfyroblasty chloritu, biotitu a muskovitu, z čehož lze vyvodit, že suprastruktura byla vystavena vrcholnému metamorfnnímu postižení až po vzniku vrás fází D_1 a D_2 . Minerály metamorfnního peaku a všechny mladší struktury jsou postiženy makroskopickými krenulacemi SV směru, které jsou vázány na D_4 fázi.

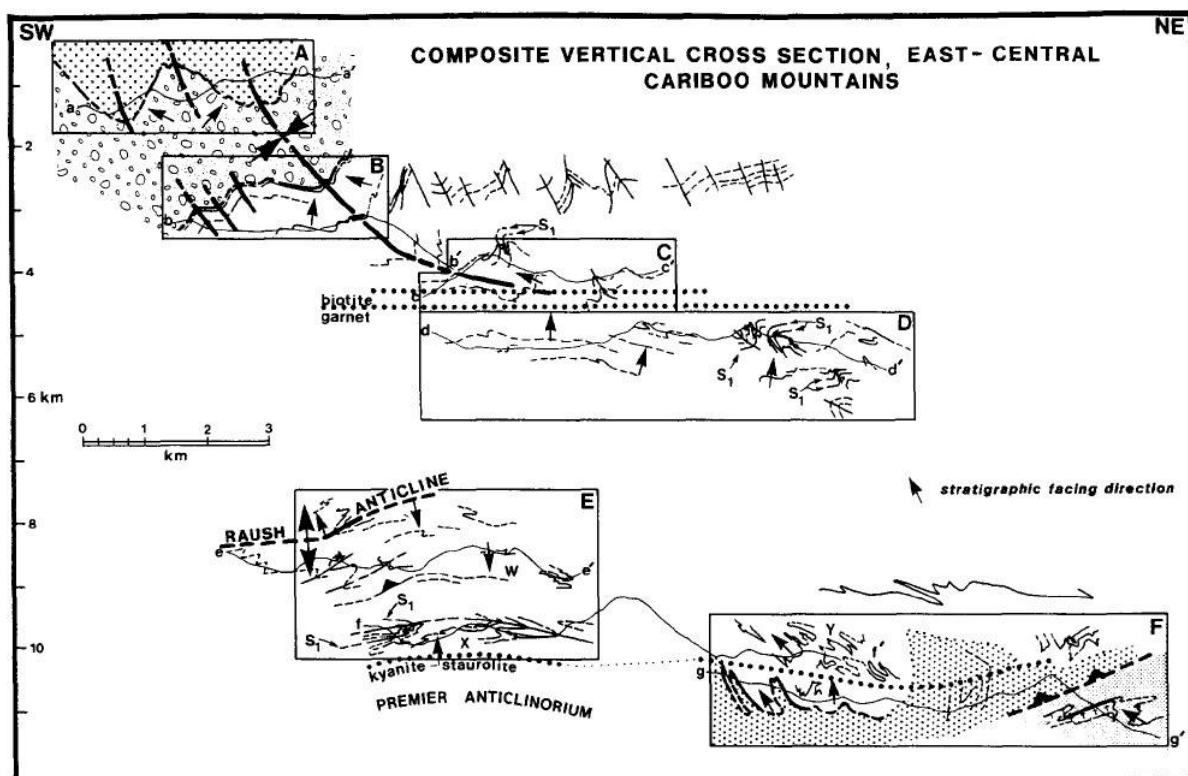
Infrastruktura se rozkládá od granátové po kyanit-staurolitovou izográdu a představuje výraznou mírně ukloněnou antiklinální strukturu regionálního měřítka SZ směru a JZ

vergence. Tato antiklinála deformuje starší stavby fáze D_1 a je tvořena mírně ukloněnými vrásami druhého řádu, které mají ve svrchním rameni normální a ve spodním kratším rameni převrácenou stratigrafii. Ve svrchním rameni jsou vrásy sevřené a mají vergenci k SZ, zatímco v kratším spodním rameni vrásy přecházejí ze sevřených v izoklinální a jejich vergence je k SV. Zámková linie se vyznačuje symetrickými ležatými vrásami. V místech inverzní stratigrafie pozoroval Murphy (1987) sérii rovnoběžných střížných zón, které mohou napovídat, že kratší rameno bylo odlepeno od podložní normálně zvrstvené sekvence postižené D_3 deformací. S_2 je krenulační kliváž paralelní s osní rovinou D_2 vrás. Lineaci L_2 v infrastruktuře představuje protažení minerálních zrn křemene, živců či dalších sloupečkovitých nebo tabulkovitých porfyroblastů. Stejně jako v suprastruktuře jsou všechny stavby D_2 a starší přerůstány náhodně orientovanými porfyroblasty minerálů vzniklých za metamorfního peaku (granát, staurolit, kyanit). Tyto novotvořené minerály jsou postiženy dvěma sety postmetamorfních krenulací – SZ směřujících D_3 a SV směřujících D_4 .

Až na fázi D_3 je vývoj v infrastruktuře shodný jako v suprastruktuře a deformační fáze D_2 je tedy korelovatelná v obou úrovních (soudě podle přerůstání porfyroblasty metamorfního peaku a kontinuálního přechodu vrásové stavby).

Přechod z původních strmých staveb D_2 v suprastruktuře do mírně ukloněných D_2 staveb infrastruktury se odehrává mezi biotitovou a granátovou izográdou. Úhel rotace strukturních prvků Murphy (1987) stanovil sledováním stopy jedné synklinální struktury na celkových 70° a to na vzdálenosti odpovídající asi 5 km původního vertikálního sloupce. Přechod se přitom odehrává plynule, v rámci jednoho synklinálně-antiklinálního páru. JZ vergentní vrásy se strmými osními rovinami však nevyznívají zcela, ale v hlubších partiích setrvávají v podobě parazitických vrás na dominujících mírně ukloněných stavbách.

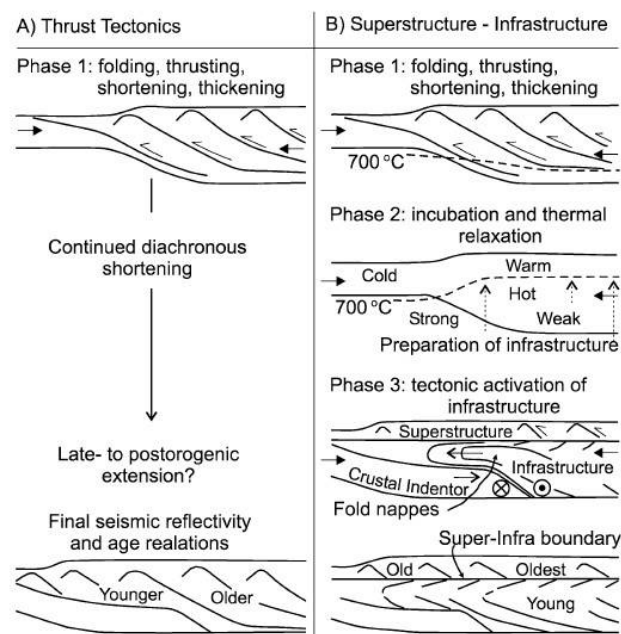
Vznik mírně ukloněných staveb, které jsou pro infrastrukturu typické, Murphy (1987) vysvětluje rozdílnou mírou zkrácení v supra a infrastruktuře. Většího zkrácení v infrastruktuře však nelze dosáhnout pouze koaxiálním horizontálním krácením, významný podíl proto přikládá nekoaxiální střížné komponentě, jejíž podíl rostl se zvětšujícím se úhlem rotace staveb (až na 20% celkového zkrácení). Dalším důsledkem většího zkrácení v infrastruktuře je podle Murphyho nutnost přemístění infrastruktury o cca 7 km vzhledem k fixované suprastruktuře. V závěru pak uvádí dva možné tektonické modely vývoje vzniku Cariboo Mountains.



Obr. 2.1: Vertikální řez kůrou v oblasti Cariboo Mountains. Silné linie představují úklon hlavní foliace; tenké linie značí vrstevnatost, v ostatních případech jsou linie označeny šipkou; tečkovaná čára znázorňuje metamorfni izogrády. Rámečky A – F představují dílčí geologické řezy příslušných mapovaných oblastí. Patrný je kontinuální přechod ze strmých staveb suprastruktury na méně ukloněné struktury v infrastruktuře. Převzato z Murphy (1987).

2.3 Současný pohled a oživení konceptu S-I

Na začátku 90. let se hlavní pozornost přesouvá do bouřlivě se rozvíjející oblasti deskové tektoniky. Autoři nezdřídka upouštějí od relativně statického pohledu zastarávající teorie a pozorované fenomény zdůvodňují ve světle pohybu litosférických desek a příkrovové stavby. Běžná je přítomnost výrazné střížné zóny mezi jednotlivými úrovněmi, která spolu s plochami odlepení podporuje vliv teorie násunové tektoniky na utváření orogenních zón (např. Boyer a Elliot, 1982). Tektonika příkrovů však nevysvětluje všechny aspekty vývoje litosféry dokonale. Jedním z důsledků je nutnost utváření nových konkurenčních teorií, které vysvětlují podobné jevy jako zahrnoval koncept S-I. Jako příklad uveďme Laubscherovu tzv. orogenní pokličku („orogenic lid,“ Laubscher, 1983).



Obr. 2.2: Srovnání násunové tektoniky část A) s konceptem S-I v části B). Popis v textu. Převzato z Culshaw et al. (2006).

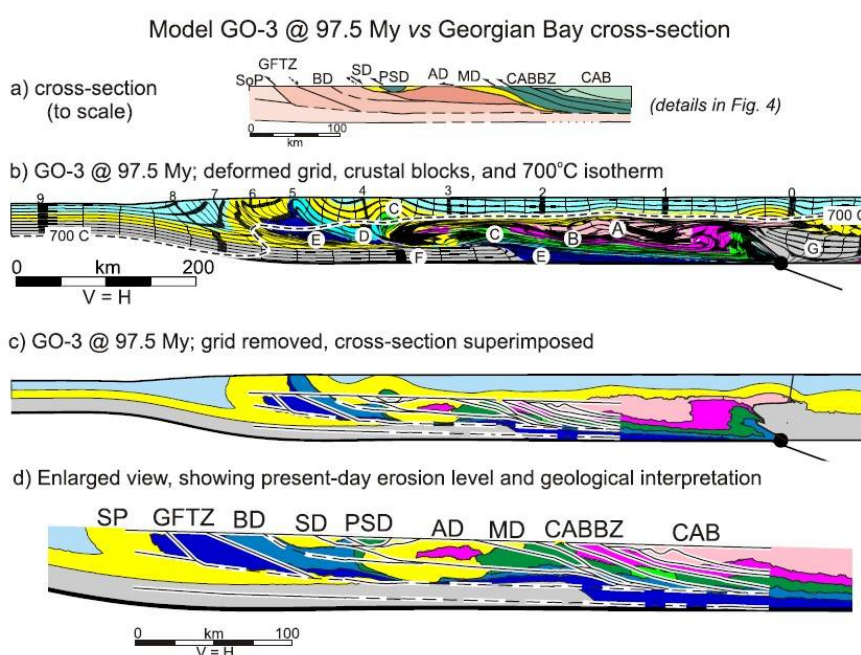
S rozvojem seismiky a vytvářením seismických řezů celou kůrou lze postřehnout, že se mnoho orogenních pásem vyznačuje mírně ukloněnými reflektory ve střední a spodní kůře, přestože na povrchu dominují strmé stavby (Culshaw et al., 2006). To vedlo k formulaci tzv. strukturního vs. seismického paradoxu (Culshaw et al., 2004), který se tak stal základem pro obnovení konceptu S-I.

Skutečné oživení opomíjeného konceptu a novou dávku pozornosti přinesl v současnosti článek Culshawa et al. (2006), v němž jsou korelována data z Western Superior Province s numerickým modelem kontinentální kolize. Model dobře vystihuje principy S-I a přitom je ve shodě s terénním pozorováním a seismickým profilem. Autoři v závěru uvádějí, jak koncept S-I napomáhá k vysvětlení některých fází vývoje orogenu, které násunová tektonika sama o sobě nepostihuje. Srovnání násunové tektoniky a modelu S-I je na obr. 2.2.

První fáze ztlustění je stejná pro oba modely. Diachronní konvergence je akomodována vznikem příkrovů, jejichž stáří klesá směrem do předpolí. Mírně ukloněné stavby ve spodní kůře jsou v tektonice příkrovové stavby vysvětlovány ukláněním násunů směrem k téměř horizontální rovině detachmentu. V rámci jednoho příkrovu jsou přitom všechny korové úrovně mechanicky propojeny. Naproti tomu v konceptu S-I dochází vlivem prohrátí a kvůli subdukci rigidního bloku k aktivaci duktilního toku ve spodních částech kůry. Spodní kůra tak může být odlepena od svrchní kůry podél subhorizontální střížné zóny. Přitom i zde platí, že

jednotlivé příkrovy mládnou směrem do předpolí s tím rozdílem, že hlouběji situovaná infrastruktura je nejmladší.

Korelováním konceptu suprastruktury a infrastruktury se známými orogeny se v posledních letech intenzivně zabývala skupina geologů z Dalhouské univerzity pod vedením prof. Beaumonta (např. Jamieson et al., 2007), jejichž poměrně pokročilý numerický model velmi dobře odpovídá datům z Grenvillského orogenu. Příklad velmi dobré korelace matematického modelu s geologickým řezem sestaveným na základě terénních a geofyzikálních dat je na obr. 2.3. Z práce skupiny prof. Beaumonta vychází celá 4. část, která prezentuje základní principy uvedených numerických modelů S-I.



Obr. 2.3: Srovnání numerického modelu s geologickým řezem části grenvillského orogenu. V části a) je zobrazen geologický profil Georgian Bay; b) stav numerického modelu GO-3 po 97,5 Ma běhu; c) odstranění deformační sítě modelu a srovnání s obrysy zobrazenými v a); d) zvětšený pohled srovnávající geologický řezem (černé čáry) s modelem (barevná pole) po denudaci svrchní kůry. Převzato z Jamieson et al. (2007).

3. REOLOGIE

Reologie je vědní obor zabývající se reakcí materiálů na působící napětí. Hranice mezi suprastrukturou a infrastrukturou úzce souvisí s přechodem z křehkého na duktilní chování hornin, a tedy reologickou stratifikací kůry. Mechanismus a charakter deformace v litosféře je popsán sadou převážně empirických zákonů, jejichž platnost a účast na pozorované deformaci je podmíněna spolupůsobením několika faktorů, jako je teplota (popsána geotermou), složení hornin, pórový tlak fluid či rychlost deformace. Vliv jednotlivých aspektů na mechanické vystupování hornin bude stručně shrnut v této kapitole.

3.1 Reologický stav litosféry

3.1.1 *Tepelný tok a konstrukce geotermy*

Většina procesů odehrávajících se v kůře je teplotně závislá, teplota řídí, jaký deformační mechanismus se uplatňuje, případně který ze zákonů bude deformaci řídit. Pro další úvahy je tedy nutné znát rozložení teploty s hloubkou, neboli stanovit takovou geotermu, která co nejvíce odpovídá místním geotektonickým poměrům.

V nejjednodušším případě je geoterma popsána lineárním nárůstem teploty s hloubkou (konstantní teplotní gradient), ovšem tato aproximace může být skutečnosti velmi vzdálená. Geotermy, které více odpovídají rozložení teploty v litosféře, jsou nelineární a jejich výpočet vychází z tepelného toku pozorovaného na povrchu, z mocnosti kůry (stanovené geofyzikálními metodami, zejména pomocí seismiky) a množství radiogenního tepla generovaného produktivními vrstvami.

Tepelný tok je definován jako množství tepla, které projde jednotkou plochy za jednotku času. Rovnice tepelného toku q má tvar

$$\vec{q} = -k\nabla T = -k \frac{dT}{dz}, \quad (3.1)$$

kde k je konduktivita (závislá na materiálu, jednotkou $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$) a ∇T je lokální teplotní gradient ($\text{K}\cdot\text{m}^{-1}$) – poměr rozdílu teploty dT na okrajích vrstvy mocnosti dz . Záporné znaménko značí, že směr tepelného toku je opačný než gradient teploty.

Konduktivita k bývá často považována za konstantní, obecně je však závislá na teplotě i tlaku. Závislost na tlaku lze v podmínkách litosféry zanedbat, zatímco vliv teploty je podstatně výraznější s tím, že pro teploty větší než 400°C má konduktivita tendenci konvergovat ke konstantě (Zoth a Haenel, 1988). Zoth a Haenel (1988) popsali pokles konduktivity mokrého kvarcitu s rostoucí teplotou následujícím vztahem

$$k(T) = 0,7 + 770 / (350 + T(z)), \quad \text{kde teplota } T \text{ je ve } ^\circ\text{C}. \quad (3.2)$$

Celkový tepelný tok q_0 měřený na povrchu se skládá z tepelného toku z pláště q_m (tepelný tok na bázi kůry) a tepelného toku daného radioaktivní produkcí q_R , což lze vyjádřit vztahem

$$q_0 = q_m + q_R, \quad q_R = \sum_{i=1}^{i=n} A_i \Delta z_i, \quad (3.3)$$

přičemž A_i značí radioaktivní produkci ($\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$) v n -té vrstvě o mocnosti Δz_i (Afonso a Ranalli, 2004). Účast tepelného toku z pláště na povrchovém tepelném toku poměrně silně variuje, většinou mezi 20% pro oblasti velkého nahromadění radioaktivních felzických hornin (např. orogenní pásma) až po 80% v místech tenké málo produktivní bazické kůry (např. na oceánských hřbetech).

Výsledná geoterma je popsána stacionárním řešením rovnice vedení tepla, která je v základním tvaru pro konstantní konduktivitu daná rovnicí

$$c_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A, \quad (3.4)$$

kde c_p je tepelná kapacita při konstantním tlaku, ρ je hustota a označení zbylých parametrů je stejné jako výše. Protože pro stacionární řešení platí

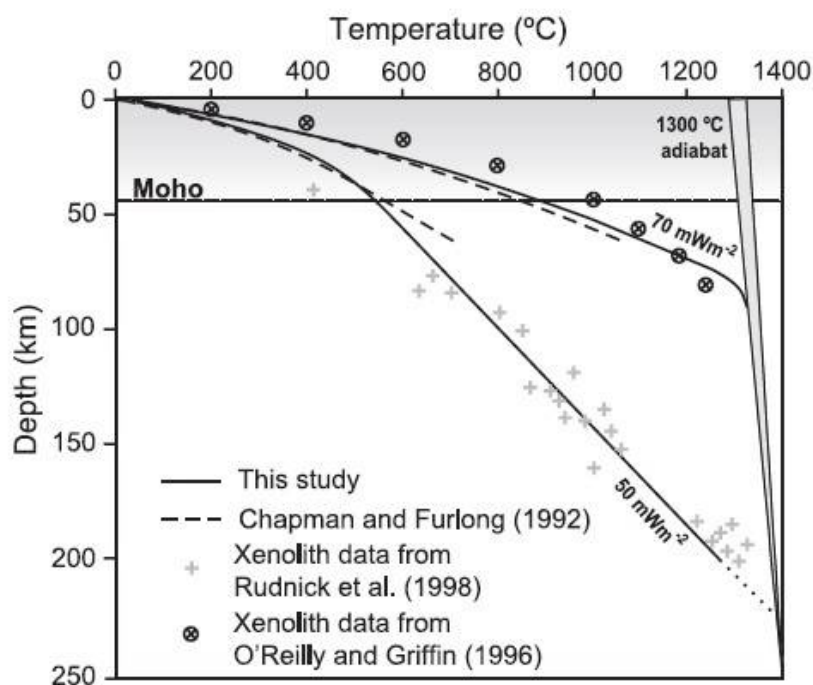
$$\frac{\partial T}{\partial t} = 0, \quad (3.5)$$

rovnice nabývá tvaru

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{A}{k}. \quad (3.6)$$

Řešení rovnice 3.6 je založeno na okrajových podmínkách definovaných předpokládaným tepelným tokem z pláště a měřeným na povrchu (rovnice 3.1). Rovnice 3.3 slouží k parametrizaci výsledného řešení (Afonso a Ranalli, 2004).

Výsledná geoterma tedy závisí především na mocnosti kůry (geotektonickém prostředí) a horninovém složení jednotlivých vrstev, protože složení přímo ovlivňuje hodnotu konduktivity a zejména množství radioaktivní produkce. Ukázka nelineární geotermie vypočtené pro modelovou třívrstvou litosféru (svrchní kůra, spodní kůra, svrchní plášť) je na obr. 3.1.



Obr. 3.1: Srovnání modelových geoterm s daty z xenolitů pro mocnost kůry 45 km a tepelný tok 50 respektive 70 mWm⁻² (převzato z Afonso a Ranalli, 2004). Volba materiálových parametrů a rovnice geotermie viz. Afonso a Ranalli (2004).

3.1.2 Křehké porušení

Křehká deformace v kůře je popsána několika vztahy, jejichž aplikace primárně slouží k popisu vzniku diskrétní fraktury makroskopického měřítka. Stejně zákony jsou užívány i pro modelování makroskopicky kontinuální plastické deformace, ovšem vhodnost jejich použití je diskutabilní. Zda dojde k plastické deformaci, či porušení horniny řídí Drucker-Pragerovo kritérium.

Mohr-Coulombova teorie shrnuje obecné rysy křehkého porušení materiálů. Závislost střížného napětí σ_s na normálovém napětí σ_n popisuje vztah

$$\sigma_s = C + \mu\sigma_n, \quad (3.7)$$

kde μ značí koeficient vnitřního tření a C je koheze. Pro většinu horninových materiálů za přítomnosti preexistujících poruch dochází ke křehkému porušení za velmi blízkých napětíových podmínek. Tuto závislost popisuje Byerleeho zákon (v MPa)

$$\sigma_s = 0,85\sigma_n \quad \text{pro napětí } 5 - 200 \text{ MPa}, \quad (3.8)$$

$$\sigma_s = 0,6\sigma_n + 50 \quad \text{pro napětí } > 200 \text{ MPa}. \quad (3.9)$$

Byerleeho zákon lze také vyjádřit jako lineární závislost diferenciálního napětí na litostatickém tlaku (opraveném o pórový tlak), a za přítomnosti vhodně orientovaných preexistujících fraktur se zanedbatelnou kohezí, následujícím vztahem

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \beta\rho gz(1 - \lambda), \quad (3.10)$$

kde $\sigma_1 - \sigma_3$ je diferenciální napětí, g je gravitační zrychlení, λ je poměr tlaku fluid k litostatickému tlaku nadloží (pro hydrostatický pórový tlak je tedy $\lambda = 0,37$), ρ je průměrná hustota nadložních hornin a β je faktor závislý na koeficientu vnitřního tření a tektonickém režimu ($\beta = 0,75$ pro extenzní režim a $3,0$ pro kompresi, při koeficientu vnitřního tření $0,75$).

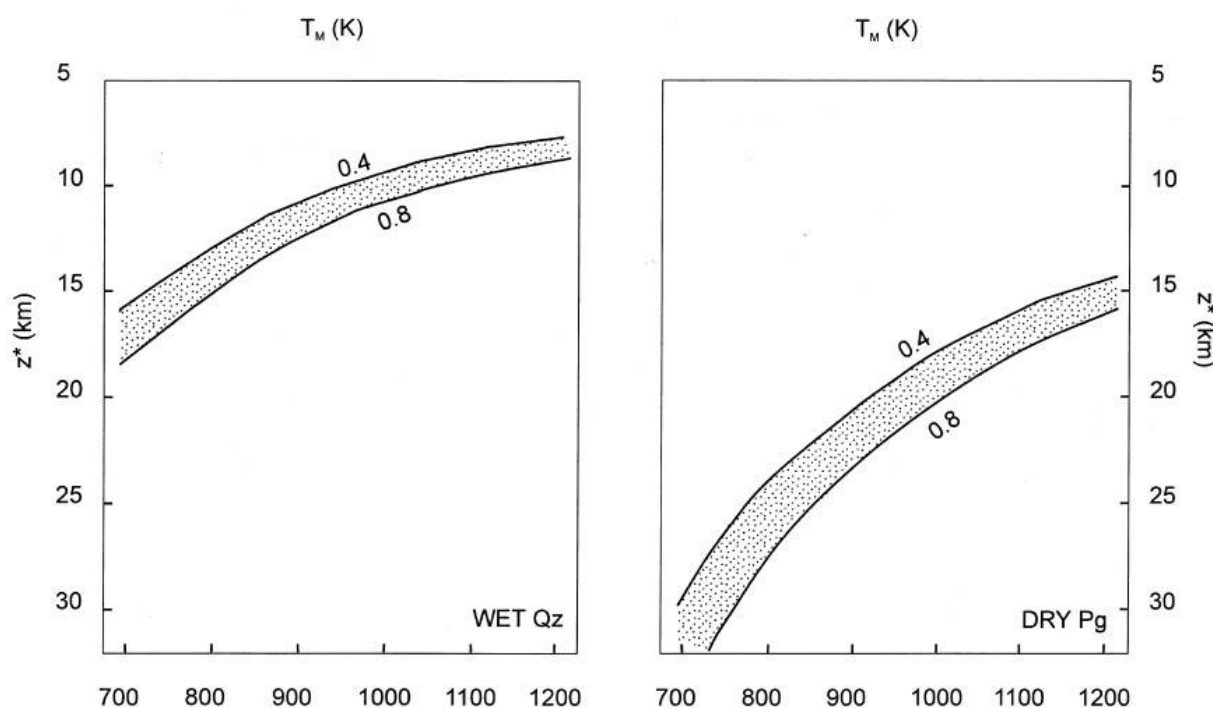
Pórový tlak fluid má velmi výrazný vliv na velikost pole křehké deformace, ovšem jeho hodnotu lze poměrně obtížně stanovit. Zoback a Townend (2001) ukázali, že pro hloubky $\leq \sim 12$ km je tlak fluid v pórech velmi blízký hydrostatickému. S rostoucím pórovým tlakem fluid dochází ke křehkému porušení za menších diferenciálních napětí, a tak se mocnost kůry v křehkém režimu zvětšuje.

Pro vysoká napětí však Byerleeho zákon produkuje několikanásobně vyšší pevnost hornin, než kterou lze v litosféře očekávat. Důvodem je, že se vzrůstajícím tlakem se začíná uplatňovat nelineární závislost křehkého pole na tlaku, teplotě a rychlosti deformace. Vysokotlaké křehké porušení popsali Zang et al. (2007) empirickou rovnicí

$$\sigma_1 - \sigma_3 = B_0 [1 + K(P/B_0)^m] [1 + \alpha (\log T/T_0)^\beta] [1 + \gamma \log(\dot{\epsilon}/\dot{\epsilon}_0)], \quad (3.11)$$

kde B_0 , K , m , α , β a γ jsou empirické parametry; P , T a ϵ jsou omezující tlak (MPa), teplota (K) a rychlost deformace (s^{-1}); $T_0 = 298$ K a $\epsilon_0 = 10^{-15} s^{-1}$ jsou normalizující parametry. Platnost této rovnice je omezena na tlaky $P \leq 0,8$ GPa a teploty $T \leq 900$ °C pro korové horniny nebo $T \leq 1100$ °C pro horniny svrchního pláště. Vliv rovnice 3.11 na celkovou pevnost litosféry je znázorněn dále na obr. 3.8.

Obr. 3.2 znázorňuje, jak se mění mocnost křehké vrstvy s teplotou a pórovým tlakem fluid. Z obrázku je patrné, že efekt složení je výraznější než efekt tlaku fluid v pórech.

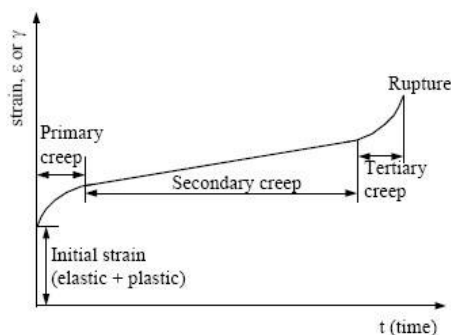


Obr. 3.2: Závislost mocnosti křehké vrstvy jako funkce teploty na MOHO (v kelvinech). Zobrazeny jsou výsledky pro mokré kvarcit (levá část) a suchý plagioklas (vpravo). Vyznačeny jsou křivky pro $\lambda = 0,4$ a $\lambda = 0,8$. Převzato z Ranalli (2000).

3.1.3 Duktilní deformace

Další z možností, jak může materiál reagovat na působící napětí, je duktilní deformace. Při působení napětí nad prahem elasticity nejprve dochází k poměrně rychlé deformaci (primární creep). Rychlost deformace se poměrně záhy stabilizuje na konstantní hodnotu, zvanou sekundární nebo rovnovážný creep. Deformace rovnovážným creepem je vhodná pro popis deformace v geologických podmínkách, protože při konstantním napětí se materiál soustavně deformuje, a tak reprezentuje dlouhotrvající pomalý tok, který je typický pro hlubší

oblasti zemského tělesa. Experimenty končí tzv. terciárním creepem – rychlým nárůstem rychlosti deformace a následným porušením vzorku. Jednotlivé fáze creepu znázorňuje obr. 3.3.



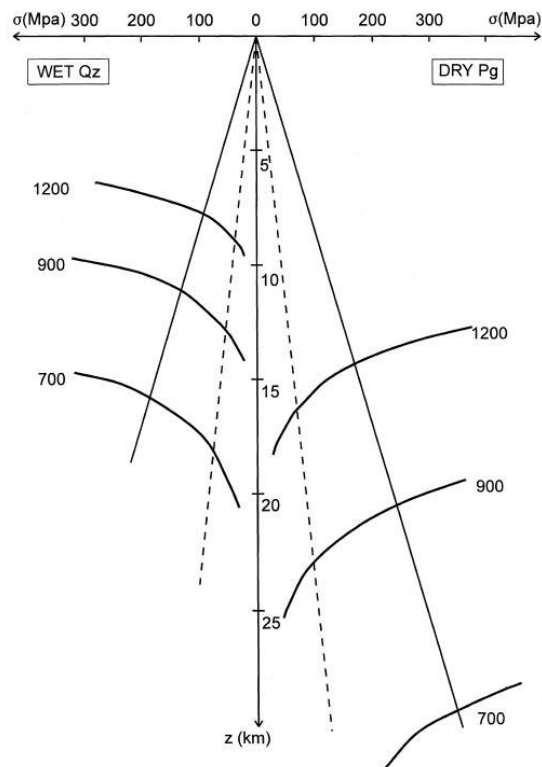
Obr. 3.3: Primární, sekundární a terciární creep jako závislost celkového přetvoření na čase. Převzato z http://www.metallurgy.nist.gov/solder/clech/Sn-Pb_Creep.htm.

Difuzí řízený dislokační creep (tzv. *power-law creep*) je popsán vztahem

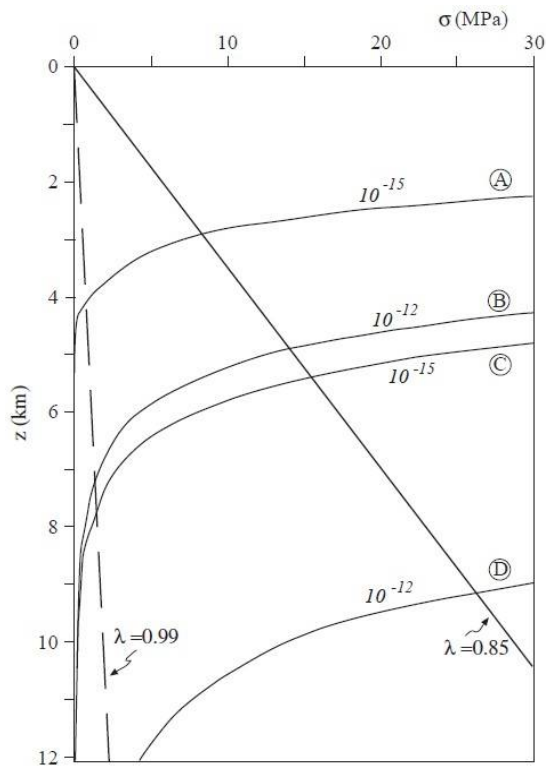
$$\sigma_1 - \sigma_3 = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{H}{nRT} \right), \text{ kde } H = Q + PV. \quad (3.12)$$

Diferenciální napětí je závislé na rychlosti deformace $\dot{\epsilon}$, přičemž A a n jsou materiálové parametry, R je univerzální plynová konstanta a H je aktivační entalpie creepu, kde P značí tlak, V je aktivační objem a Q je aktivační energie creepu. Tlakovou závislost aktivační entalpie lze zanedbat, protože její hodnota je malá pro tlaky převažující v litosféře ($V \sim 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$, Afonso a Ranalli, 2004).

Obr. 3.4 a obr. 3.5 souhrnně znázorňují vliv teploty, složení a rychlosti deformace na charakter duktilní deformace. Vyšší rychlost deformace posouvá duktilní pole do vyšších teplot.



Obr. 3.4: Vliv složení (levá polovina mokrý kvarcit a pravá polovina suchý plagioklas) a teploty na MOHO (v kelvinech) na průběh duktilní deformace. Zobrazena je křehká deformace pro $\lambda = 0,4$ a $\lambda = 0,8$. Převzato z Ranalli (2000).



Obr. 3.5: Vliv rychlosti deformace na pozici duktilního pole. Rozdílná poloha párů A+B a C+D může být způsobena např. složením nebo uvažovanou geotermou. Vyznačena je křehká deformace pro různé hodnoty λ . Převzato z Ranalli a Rybach (2005).

3.1.4 Konstrukce reologických profilů

Reologický stav v litosféře jako závislost pevnosti na hloubce je dán vztahem

$$\sigma = \min\{\sigma_B, \sigma_D, \sigma_P\}, \quad (3.13)$$

kde $\min\{\sigma_B, \sigma_D, \sigma_P\}$ znamená menší z křehkého (σ_B , případně pro vysokotlaké porušení σ_P) a duktilního σ_D diferenciálního napětí popsaných rovnicemi 3.10, 3.11 a 3.12. Výsledný tvar pevnostních obálek je silně závislý na uvažovaném složení litosféry, její termální struktuře (geotermě), pórovém tlaku fluid a rychlosti deformace.

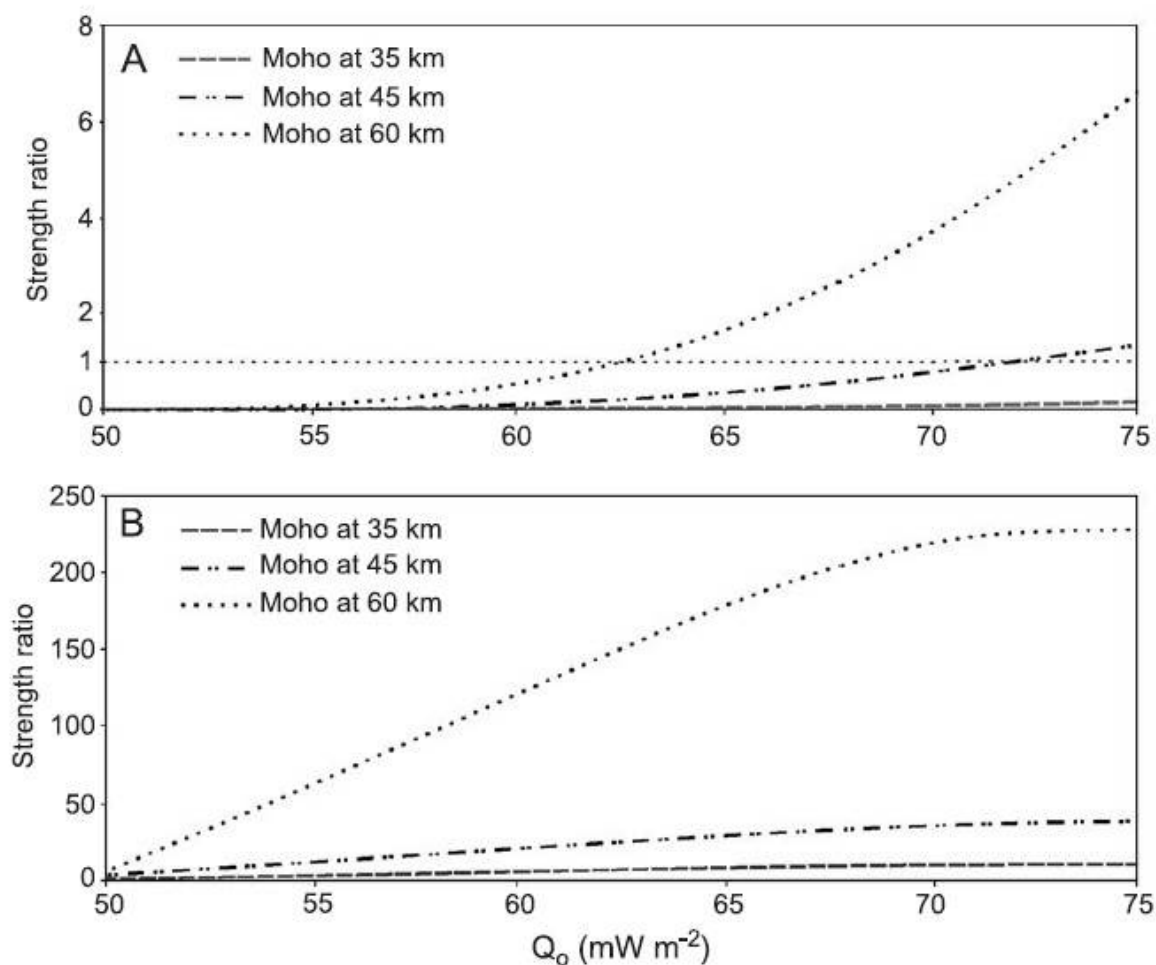
Reologické profily ukazují dva koncové členy v rozložení pevnosti litosféry, mezi nimiž existuje velké množství přechodných typů. Pro chladné geotermie bývá definován tzv. „*jelly-sandwich*“ model, jehož hlavním rysem jsou dvě pevné vrstvy (svrchní kůra a svrchní plášť), které jsou odděleny měkkou duktilní spodní kůrou. Tento model dokonce v extrémním případě předpokládá křehké chování svrchního pláště, které je ovšem limitováno teplotami na $MOHO \leq 800 - 900$ K. Pro teplejší geotermie se plášť chová duktilně, ale přesto je dosahované napětí ve svrchních partiích pláště větší než v kůře (vlivem olivínem řízené reologie).

Pokud uvažujeme vysoký teplotní gradient a jako dominantní horniny v plášti mokré peridotit, pevnost pláště výrazně klesne a celkový charakter přechází k druhému krajnímu modelu – „*crème brûlée*.“ Tento model je typický pevnou svrchní kůrou, která spočívá na výrazně měkčích horninách spodní kůry a svrchního pláště.

Celková pevnost litosféry TLS je dána integrálem (Ranalli a Rybach, 2005)

$$TLS = \int_H \sigma dz, \quad (3.14)$$

kde H je mocnost litosféry a σ je dána vztahem 3.13. Kvantitativně lze přechod z modelu „*jelly-sandwich*“ na „*crème brûlée*“ stanovit pomocí poměru celkové pevnosti kůry (SLC) a pláště (SLM), v nichž integrovaná mocnost H je pro SLC od povrchu k MOHO, a pro SLM od MOHO po hloubku, v níž je v plášti $\sigma = 5$ MPa (Afonso a Ranalli, 2004). Poměr SLC/SLM má afinitu k modelu „*jelly-sandwich*“ pro hodnoty $SLC/SLM < 1$ a k modelu „*crème brûlée*“ pro hodnoty $SLC/SLM > 1$. Poměr SLC/SLM v závislosti na tepelném toku, složení jednotlivých vrstev a hloubce MOHO je na obr 3.6.

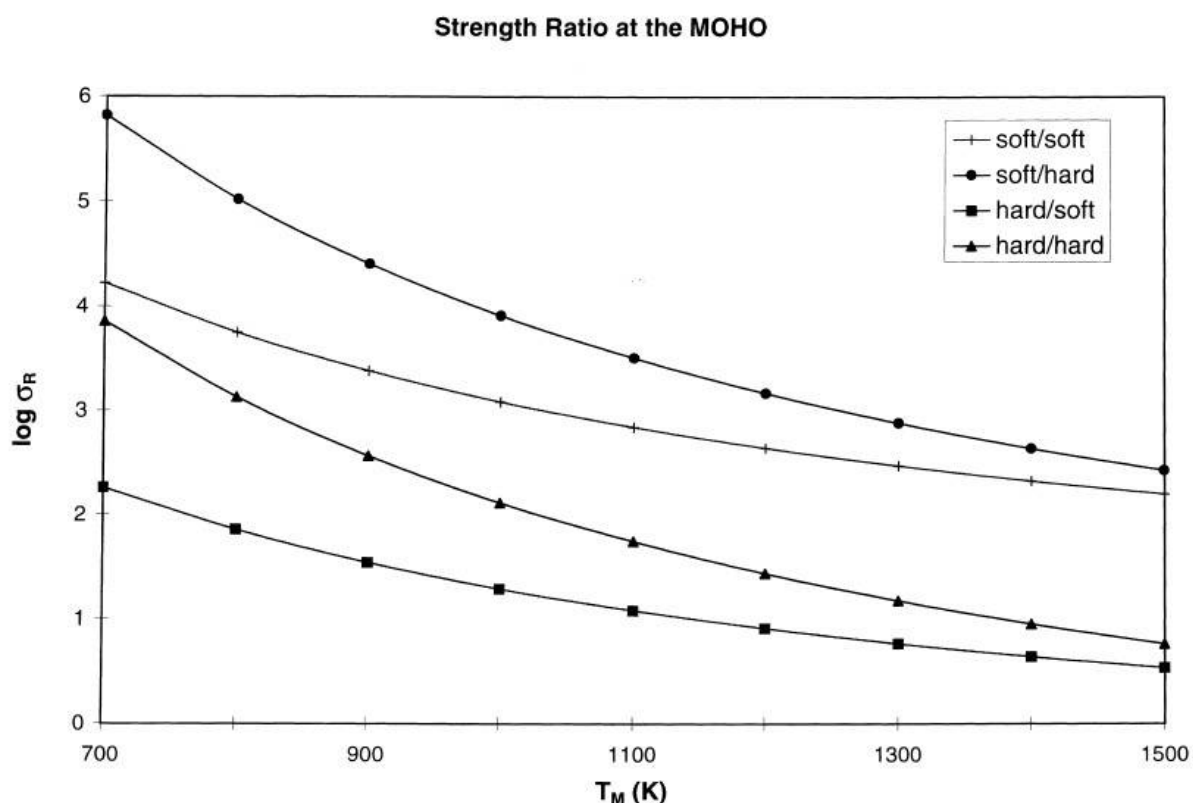


Obr. 3.6: Poměr SLC/SLM jako funkce povrchového tepelného toku, pro proměnlivé hloubky MOHO a různá složení. (A) felzický granulit (spodní kůra) a suchý peridotit (svrchní plášť), (B) mafický granulit (spodní kůra) a mokrá peridotit (svrchní plášť). V (B) je prakticky všude $\text{SLC/SLM} > 1$. Převzato z Afonso a Ranalli (2004).

$\text{SLC/SLM} > 1$ lze očekávat v oblastech s metasomatizovaným, vodou bohatým pláštěm s mafickou (zejména suchou) spodní kůrou v nadloží. Vysoký poměr SLC/SLM podporuje velká mocnost kůry a vysoký povrchový tepelný tok. Tyto podmínky jsou přepokládány v mladých orogenních zónách, např. v Himaláji nebo pohoří Zagros (Afonso a Ranalli, 2004).

$\text{SLC/SLM} < 1$ se typicky vyvíjí v oblastech malé až střední mocnosti kůry a zároveň nízkým tepelným tokem, kde převažuje felzická spodní kůra a plášť je ochuzený o volatilní komponenty. Takových podmínek bývá dosaženo ve starých orogenních pásmech (proterozoických až spodnopaleozoických) nebo na prekambriických štítech (Afonso a Rannalli, 2004).

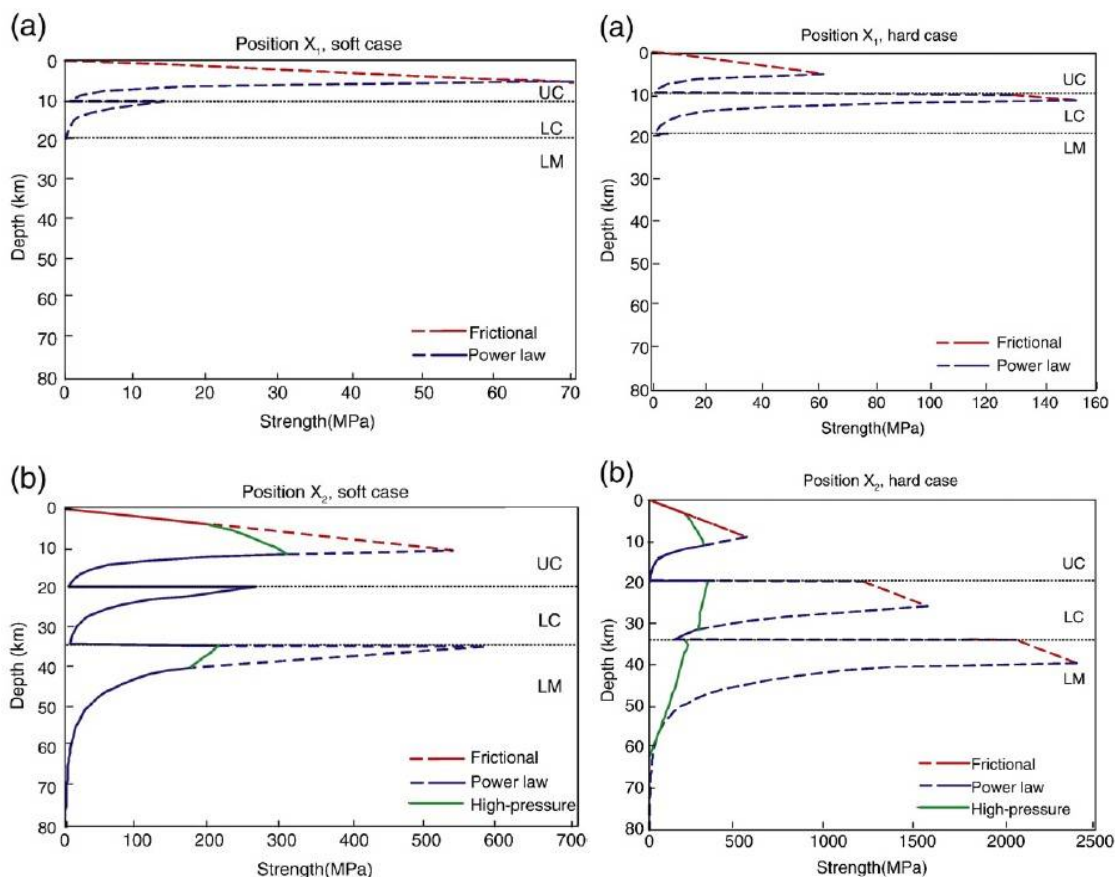
Na obr. 3.7 je znázorněn průběh poměru napětí na MOHO ploše σ_R jako funkce teploty, kde $\sigma_R = \sigma_m / \sigma_c$ (poměr deviatorických napětí při stejné rychlosti deformace vlivem skokové změny složení; dolní index m symbolizuje plášť a c kůru). Znázorněny jsou výsledky pro 4 případy materiálového složení spodní kůry a pláště.



Obr. 3.7: Průběh poměrů napětí na hranici kůra/plášť v závislosti na teplotě pro různé kombinace pevnosti kůry a pláště. Pro $T_M < 800 - 900$ K je plášť křehký. Převzato z Ranalli (2000).

Nejvýrazněji je diskontinuita v pevnosti na MOHO ploše vyvinuta v regionech středního teplotního gradientu (teplota na MOHO 1000 – 1200 K) a vyznívá jak s klesající teplotou (plášť přechází do pole křehké deformace), tak i s nárůstem teploty (protože se snižuje napětí creepu). Reologicky zvrstvená struktura je tedy nejlépe vyvinuta v oblastech středních hodnot povrchového tepelného toku (Ranalli, 2000).

Pauselli et al. (2010) se zabývali laterální změnou reologického chování litosféry napříč Apeninami, přičemž srovnávají výsledky konvenčního modelu (zahrnující rovnice 3.10 a 3.12) s modelem zahrnujícím vysokotlaké křehké porušení (rovnice 3.11). V příčném řezu Apeninami dochází na přechodu z extenzního do kompresního režimu k výraznému nárůstu mocnosti kůry. Výsledné reologické profily pro dva krajní případy složení kůry jsou shrnuty na obr. 3.8.



Obr. 3.8: Reologické křivky znázorňující rozdíl konvenčního modelu (čárkovaně) a modelu zahrnující vysokotlaké křehké porušení (plná čára). Měkký případ (mokrá peridotit v plášti a felzický granulit ve spodní kůře) je znázorněn v levé polovině, rigidní případ v pravé polovině (suchý peridotit v plášti a mafický granulit ve spodní kůře). Ve všech případech je svrchní kůra řízena mokrým kvarcitem. Část (a) je pro mocnost kůry 20 km a část (b) pro mocnost 35 km. Převzato z Pauselli et al. (2010).

3.1.5 Implikace pro vývoj rozhraní křehké a duktilní deformace

Rozhraní křehké a duktilní části kůry není v čase stabilní a na jeho hloubku má vliv celá řada faktorů. Kritická teplota přechodu z křehké do duktilní deformace je silně závislá především na uvažovaném složení a pohybuje se od teplot kolem $300 \pm 50^\circ\text{C}$ pro křemenem bohaté horniny, přes cca $450 \pm 50^\circ\text{C}$ pro bazické horniny bohaté živci až po asi $650 \pm 50^\circ\text{C}$ v ultrabazických horninách (Ranalli a Rybach, 2005). Hloubka rozhraní závisí na uvažované geotermě a jejím časovém vývoji. Významný je také vliv pórového tlaku, který může výrazně rozšířit pole křehké deformace směrem do vyšších teplot (protože snižuje celkovou pevnost hornin), zejména v oblastech s intenzivní hydrotermální aktivitou. Hloubku rozhraní lze v prvním přiblížení odhadnout z rovnosti rovnic 3.10 a 3.12 (Ranalli, 2000):

$$\beta \rho g z (1 - \lambda) = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{\frac{1}{n}} \exp \left(\frac{Q}{nRT} \right). \quad (3.15)$$

Během vývoje orogenu se zpočátku hloubka hranice duktilní deformace postupně zvyšuje, protože nárůst teploty je pomalejší než nárůst mocnosti kůry. Při postupném prohřívání orogenu, které podporuje radioaktivní produkce tepla, migruje rozhraní směrem k povrchu a duktilní tok přetiskuje původní stavby vzniklé v křehkém poli. Při relaxaci orogenu a během jeho kolapsu se rozhraní křehké a duktilní deformace posouvá opět zpět do hlubších partií kůry. Protože se tak děje až po odeznění hlavního tektonického napětí, jsou duktilní stavby v relativně mělkých úrovních zmrazeny a zachovány. Hloubka rozhraní přitom v rámci hlavního trendu osciluje, v závislosti na geologických procesech, jako je například prohřátí intruzemi granitoidních plutonů, subdukce volatiliemi bohatých hornin, odlehčení kůry odlepením subdukované desky, vznik hlubokých zlomů a následnou hydrotermální aktivitou apod. Výsledkem je (i) vznik duktilním tokem nepostižené suprastruktury, (ii) přechodné zóny, která vykazuje znaky polyfázového vývoje, a (iii) infrastruktury zcela ovlivněné duktilním tokem. Je potřeba si uvědomit, že stavba kůry je silně heterogenní, čemuž odpovídá i její termální a mechanická struktura, a tak je přirozené, že situace v přechodné zóně je doménovitého charakteru, kdy jsou vedle sebe kladeny horniny kontrastního deformačního postižení.

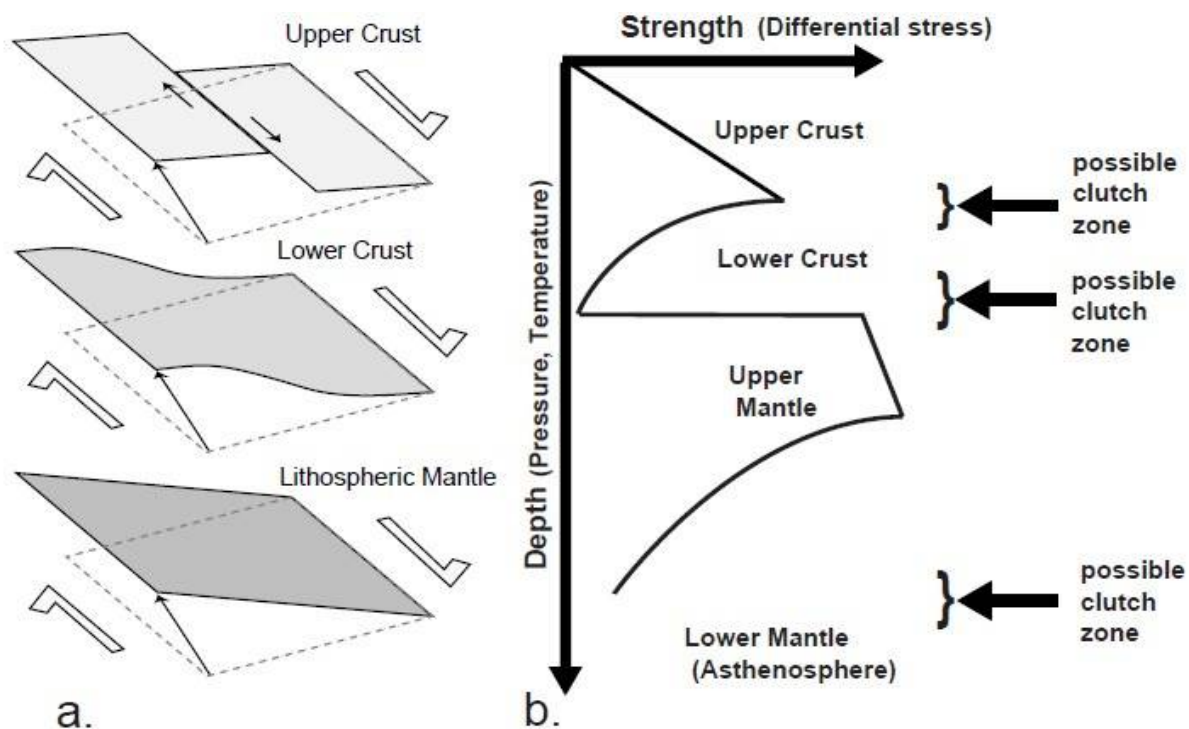
3.2 Vertikální coupling a decoupling v litosféře

Procesy odehrávající se na výrazných reologických rozhraních, mezi něž hranice mezi suprastrukturou a infrastrukturou rovněž patří, souvisí obecně s otázkou o povaze propojení mezi jednotlivými litosférickými vrstvami. V přírodě jsou často pozorovány výrazné střižné zóny, které bývají interpretovány jako plochy odlepení, a tedy znemožňující mechanickou komunikaci mezi sousedními úrovněmi. Protože nelze očekávat, že by se vrstvy pohybovaly na sobě zcela nezávisle, přibývá v současnosti názorů, že vrstvy jsou alespoň částečně propojeny, a deformace tak může procházet rozhraním do nadloží.

3.2.1 Tektonika spojek (*clutch tectonics*)

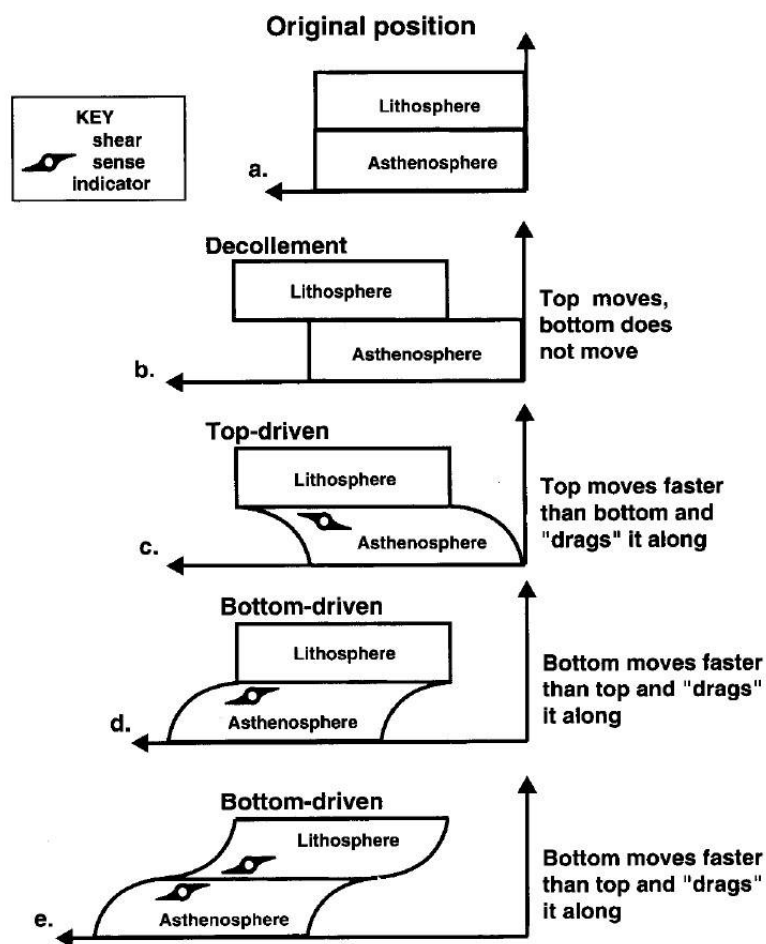
Myšlenku vertikálního propojení vrstev rozpracovává koncept tektoniky spojek (*clutch tectonics*) jako analogie spojky v automobilu (Tikoff et al., 2002). Přítomnost spojek (obr. 3.9) lze očekávat v místech prudké změny v reologickém stavu hornin, jako je hranice svrchní a spodní kůry (suprastruktury a infrastruktury) nebo přechod kůra/plášť (spojku mohou představovat vrásky typu sheath fold na bázi kůry). Spojka je také předpokládána na hranici

litosféry a astenosféry (na základě hloubkové seismické anizotropie v plášti – např. Tikoff et al., 2004). Tikoff et al. (2002) definoval zónu spojky jako oblast částečného propojení mezi dvěma horizontálními litosférickými vrstvami o rozdílném přemístění.



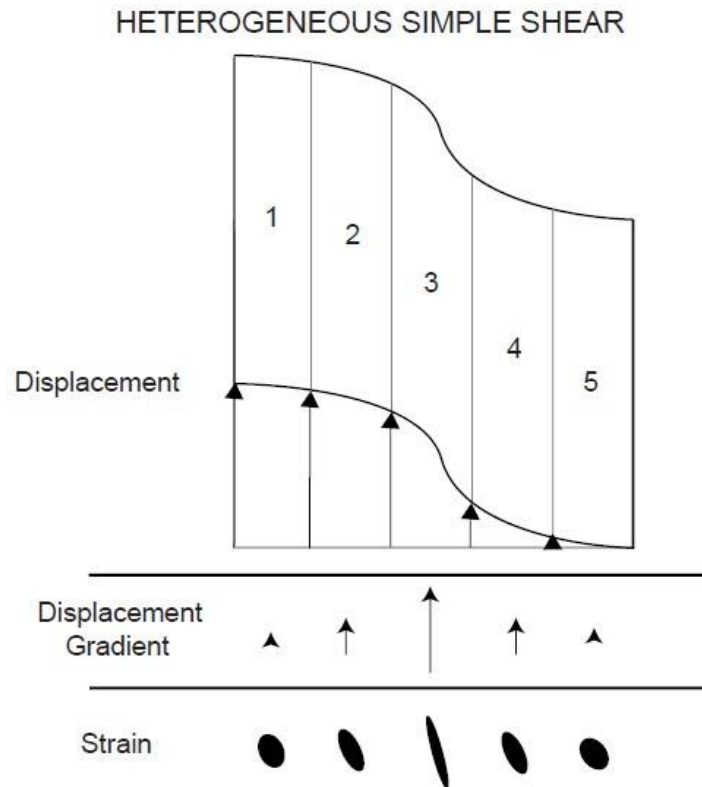
Obr. 3.9: (a) Příklady rozdílné odpovědi reologických vrstev při transpresní deformaci, (b) reologický profil a místa náchylná ke vzniku spojky. Převzato z Tikoff et al. (2002).

S problémem spojkových zón poměrně úzce souvisí otázka, zda je systém řízen shora či zdola. V oblastech řízených shora převažují gravitační síly. Takovým příkladem může být pohyb a deformace v oceánské kůře tahem desky nebo procesy spojené s gravitačním kolapsem orogenu. V systémech řízených zdola přechází deformace ze spodních vrstev do horních, např. aktivní rifting na středooceánském hřbetu. V současnosti začínají převládat názory, že orogenní oblasti jsou systém řízený zdola, neboť difúzní charakter deformace (kvůli snížené rigiditě kůry) je výrazně odlišný od deformace a kinematiky založené na principech deskové tektoniky. Ta platí zejména pro rigidní desky oceánské kůry a kratonické oblasti, kde se uplatňují postranní okrajové podmínky. Obr. 3.10 schematicky znázorňuje rozdíly mezi úplným attachmentem, decollementem a systémem řízeným shora nebo zdola.

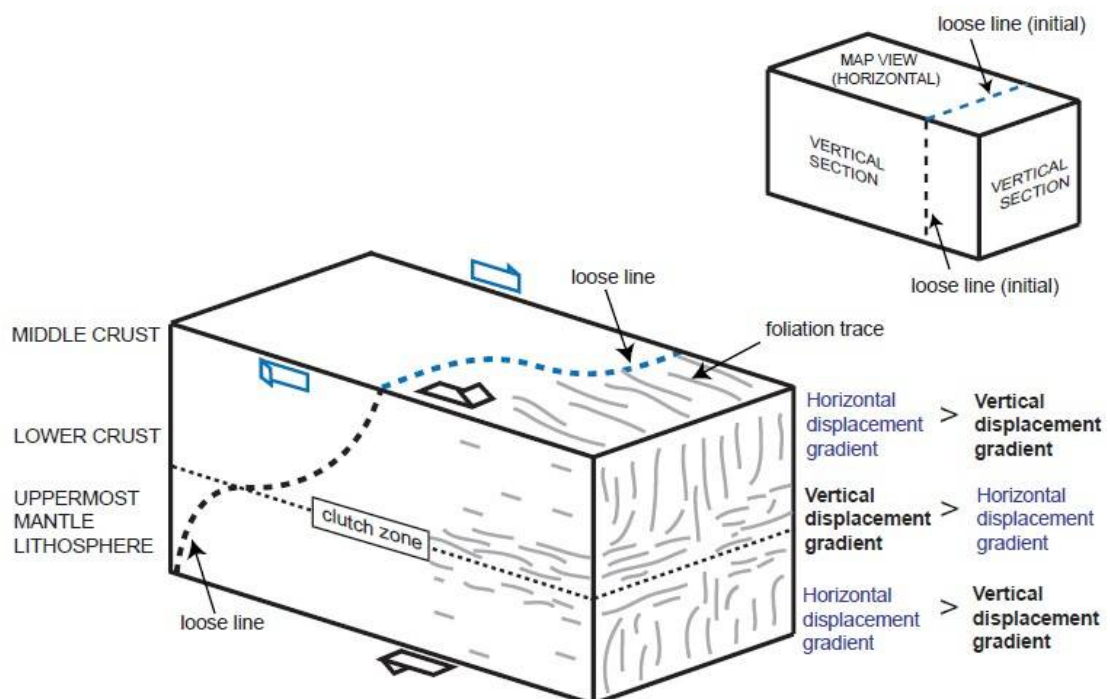


Obr. 3.10: Vertikální řezy vyjadřující oblasti úplného attachmentu (a), detachментu (b), systém řízený shora (c), zdola (d) a systém řízený zdola za předpokladu, že spodní kůra je zahrnuta do oblasti spojky (e). Převzato z Tikoff et al. (2004).

Intenzita deformace v oblasti spojky není závislá na celkovém přemístění mezi bloky, ale na gradientu přemístění. Obr. 3.11 zobrazuje příklad heterogenního jednoduchého stříhu a ukazuje, jak doména 3 s největším gradientem přemístění akomoduje nejvíce deformace, a proto v ní lze očekávat nejlépe vyvinuté stavby. Naproti tomu doména 1 s největším celkovým přemístěním je deformována pouze slabě. Pro zachování kontinuity mezi vrstvami je přirozené, že velká přemístění vyžadují širší deformační zóny. Tím se odlišují od oblastí detachментu, kde je vznik intenzivní stavby lokalizován do velmi úzké zóny (Tikoff et al., 2002).



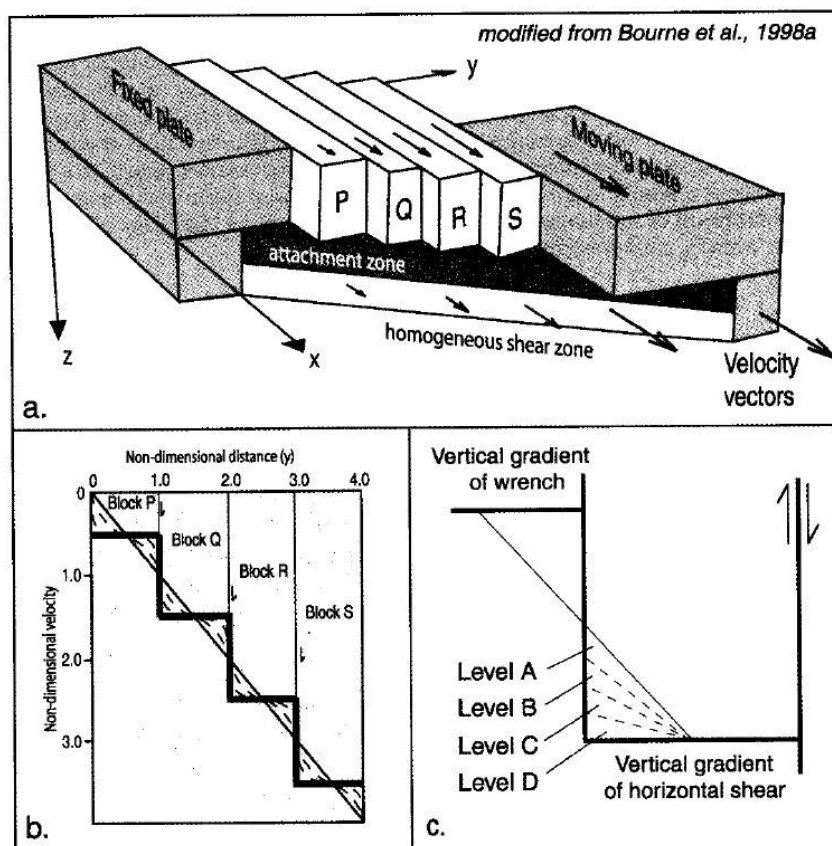
Obr. 3.11: Heterogenní jednoduchý stříh. Srovnání celkového přemístění, gradientu přemístění a převoření v doménách 1 – 5. Převzato z Tikoff et al. (2002).



Obr. 3.12: Vznik spojky v podmínkách horizontálních posunů s vertikálním gradientem přemístění. Spojka se vyvíjí v místech, kde je vertikální gradient přemístění větší než horizontální gradient přemístění. Převzato z Tikoff et al. (2002).

3.2.2 Kinematická prostředí spojek

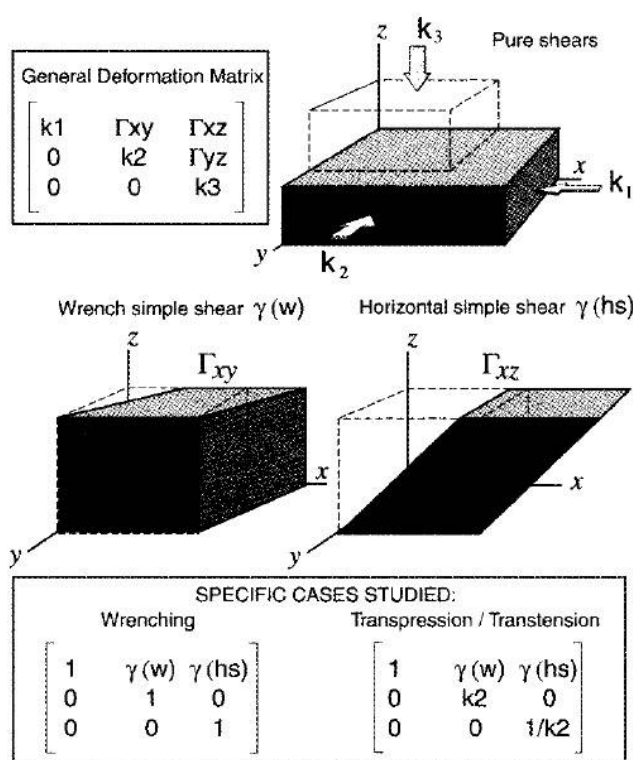
Vývoj zón částečného propojení lze dobře ilustrovat v zónách akomodujících horizontální posun jednoduchým stříhem. Ke vzniku spojky dochází v místech, kde vertikální gradient přemístění přesahuje horizontální gradient přemístění (obr. 3.12). Přidáním komponenty čistého stříhu lze analogicky modelovat transpresní podmínky, které jsou běžné v orogenních oblastech. Procesy a vznik staveb v těchto prostředích diskutuje Teyssier a Cruz (2004).



Obr. 3.13: Zóna attachmentu v podmínkách horizontálních posunů. (a) Geometrie zóny, (b) průběh rychlostního pole pod rigidními bloky (přerušovaná čára), (c) průběh přemístění ve vrstvách A – D akomodační zóny (hloubka vrstvy klesá od D k A). Převzato z Teyssier a Cruz (2004).

V oblastech horizontálních posunů jsou dvě možnosti přenosu napětí do hloubky. První možností (i) je vznik hlubokých zlomů, které akomodují veškerý horizontální posun (Vauchez a Tommasi, 2003 in Teyssier a Cruz, 2004) nebo (ii) zlom v určité hloubce přechází do široké deformační zóny (Bourne et al., 1998a in Teyssier a Cruz, 2004). Druhá varianta je přitom příhodná ke vzniku zóny částečného attachmentu. Na obr. 3.13 je znázorněna geometrie takové zóny. Křehká svrchní kůra je rozdělena na několik segmentů, které zprostředkovávají diskrétní horizontální posun, a je oddělena spojkou od homogenní zóny jednoduchého stříhu. Mocnost akomodační zóny závisí na šířce rigidních bloků a reologii duktilní kůry, v níž se

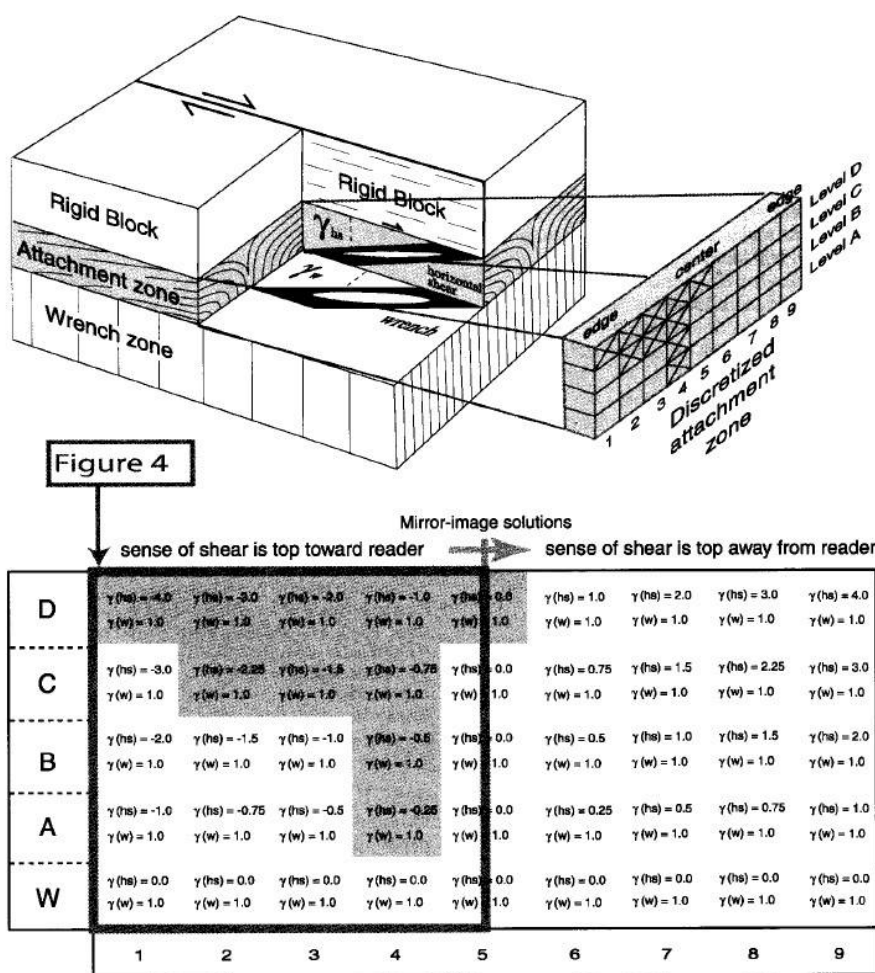
spojka vytváří. Pokud se duktilní kůra chová jako newtonovská kapalina, má rychlostní pole v sekvenci horizontálních ploch A až D (obr. 3.13c) sinusoidální průběh s klesající amplitudou směrem do hloubky, přičemž v zóně homogenního jednoduchého stříhu přechází v přímku (obr. 3.13b, Bourne et al., 1998b in Teyssier a Cruz, 2004). Pro newtonovskou látku a blok šířky a je teoreticky odvozena mocnost deformační zóny $\sim a/\pi$ (Bourne et al. 1998a). Pro nenewtonovskou látku řízenou rovnicí creepu 3.12 je mocnost kůry nižší. Důvodem je, že deformace se má tendenci lokalizovat, a tudíž je mocnost akomodační zóny laterálně proměnlivá jako funkce rychlosti deformace (Teyssier et al., 2002 in Teyssier a Cruz, 2004). Pro modelový výpočet používají Teyssier a Cruz (2004) mocnosti $a/4$ a $a/8$.



Obr. 3.14: Obecná deformační matice a její tvar pro zóny typu wrench a transpresi/transtenzi. Popis v textu. Převzato z Teyssier a Cruz (2004).

Obecná deformační matice má tvar uvedený na obr. 3.14, kde k_1 , k_2 a k_3 jsou koaxiální deformační komponenty působící ve směru os x , y a z (tj. deformace obecným čistým stříhem, obr. 3.14). Γ_{xy} , Γ_{xz} a Γ_{yz} jsou komponenty, které jsou pro účely výpočtu označeny $\gamma(w)$ pro strike-slipovou komponentu stříhu ve směru osy x , $\gamma(hs)$ pro stříh v sadě horizontálních rovin ve směru osy x a $\Gamma_{yz} = 0$, protože v uvedeném případě nedochází ke stříhu ve směru osy y . Pro horizontální posun je $k_1 = k_2 = k_3 = 1$, zatímco pro transpresi při zachování objemu platí $k_1 = 1$, $k_2 < 1$ a $k_3 = 1/k_2$.

Tvar výpočetní matice je znázorněn na obr. 3.15. Z obrázku je patrné, že komponenta $\gamma(w)$ je v celé akomodační zóně považována za konstantní (neboť v uvažovaném případě je akomodační zónou přenesen veškerý horizontální posun), a pro složku $\gamma(hs)$ je předepsána lineární změna v laterálním i vertikálním směru (kvůli rychlostnímu poli znázorněném na obr. 3.13b a 3.13c). Důležitým aspektem matice je její symetrie podle středu rigidního bloku, přičemž je zřejmé, že v daných podmínkách je $\gamma(hs)$ největší na okrajích jednotlivých bloků a klesá směrem do centra bloku a do hloubky. Akomodační zóna je rozdělena na 4 horizontální výpočetní vrstvy A až D v nichž je počítán směr a sklon foliací a lineací (Teyssier a Cruz, 2004).



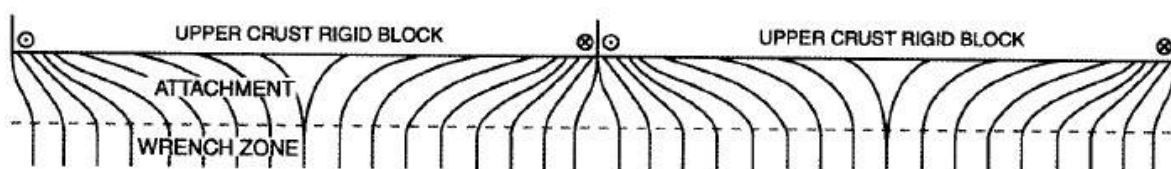
Obr. 3.15: Blok diagram akomodační zóny a rozložení parametrů $\gamma(w)$ a $\gamma(hs)$ ve výpočetní matici. Popis v textu. Převzato z Teyssier a Cruz (2004).

Vzor foliace v akomodační zóně (obr. 3.16) se vyznačuje mírným úklonem v blízkosti rigidních bloků, přičemž směrem k centru bloku se strmost foliace rychle zvyšuje až do vertikální polohy. Lineace je typická mírnými úklony a tendencí k paralelizaci se směrem

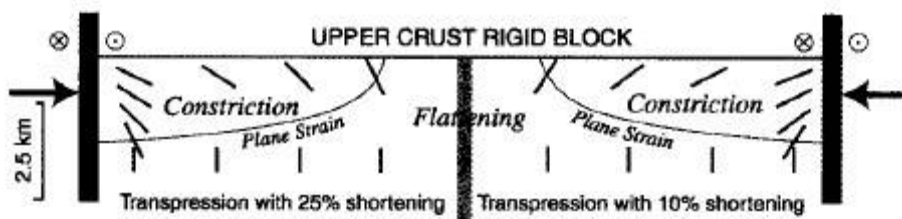
horizontálního posunu. Se vzrůstající hodnotou $\gamma(w)$ se úklon foliace a lineace zmenšuje. Průběh deformace pod rigidními bloky s horizontálním posunem se tedy bude vyznačovat trychtýřovitým průběhem foliace pod středy bloků a širokými antifonními strukturami pod zlomy (Teyssier a Cruz, 2004).

Celkové přetvoření se dramaticky mění v rámci zóny attachmentu. Poměr os X/Z deformačního elipsoidu těsně pod rozhraním rigidních bloků je pro $\gamma(w) = 1$ větší než 20 a pro $\gamma(w) = 3$ je dokonce > 150 . Hodnota gradientu se však směrem ke středu bloku a směrem do podloží snižuje (Teyssier a Cruz, 2004). Obr. 3.16 ukazuje celkový řez kůrou ovlivněnou horizontálními posuny.

C. Foliation trajectories on cross section of wrench attachment zone



Obr. 3.16: Výsledný průběh foliace v akomodační zóně pod horizontálními posuny. Převzato z Teyssier a Cruz (2004).



Obr. 3.17: Geometrie foliace v transpresi. Plná čára odděluje pole konstrikce a zploštění. Převzato z Teyssier a Cruz (2004).

Pro transpresi je charakter deformace v prvním přiblížení obdobný, výrazné rozdíly jsou až ve strukturách druhého řádu. Pro úhly konvergence $< 20^\circ$ je průběh foliace a lineace téměř stejný jako pro čistý horizontální posun a pro větší úhly konvergence se sklon foliace i lineace mírně zvyšuje. Pro transpresní režimy je typický přechod z pole zploštění (na bázi zóny) do pole konstrikce (ve svrchní části), přičemž pozice rozhraní se nachází v místě, kde $\gamma(w) = \gamma(hs)$ a nezáleží na konkrétní hodnotě $\gamma(w)$ nebo $\gamma(hs)$ ani na úhlu konvergence. Pokud lze tento jev pozorovat v terénu, je silným indikátorem zóny attachmentu (Teyssier a Cruz, 2004). Na obr. 3.17 je schematicky zobrazen průběh foliace v transpresi. Analogicky se chovají zóny transtenze s tím rozdílem, že deformace má inverzní průběh (Teyssier a Cruz, 2004).

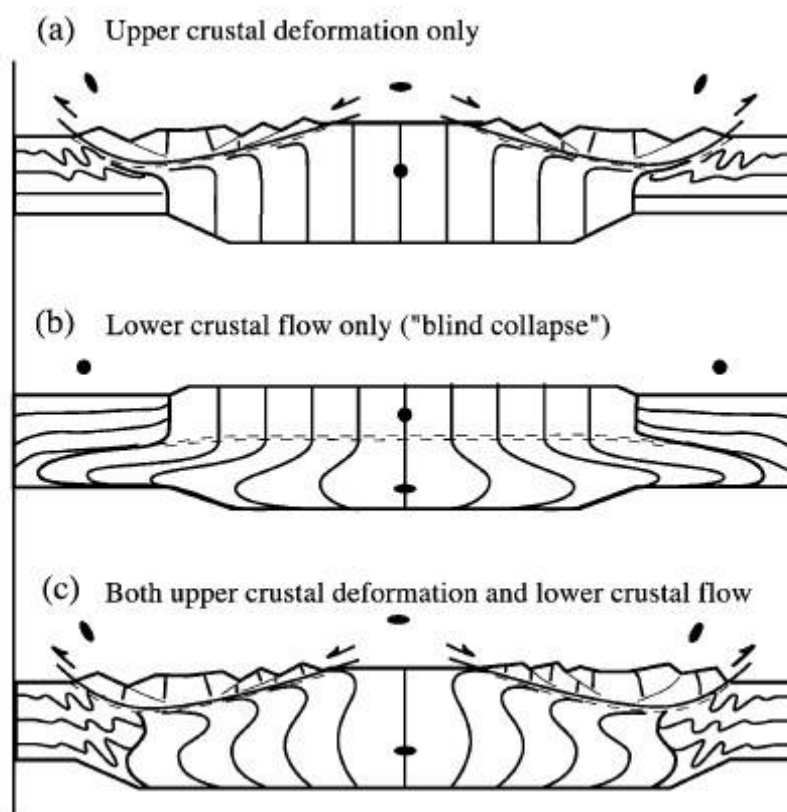
3.2.3 *Attachment nebo detachment?*

Subhorizontální střížné zóny byly často interpretovány jako plochy ztráty kontinuity mezi vrstvami. Odlišit detachment od zón částečného attachmentu lze např. na horizontálních posunech. V případě úplného detachmentu se horizontální posun odehrává pouze ve vrstvě nad plochou detachmentu a nepropaguje hlouběji do kůry, zatímco pokud spolu vrstvy alespoň částečně komunikují, horizontální posun se projevuje v obou úrovních a míra deformace je větší v té úrovni, která systém řídí. Na základě kinematických indikátorů lze poté stanovit, zda je systém řízen shora nebo zdola. Pokud je smysl pohybu na horizontálním posunu a v zóně attachmentu shodný, je systém řízen zdola (tj. pro dextrální horizontální posun je dextrální akomodační zóna), a pokud dochází ke změně smyslu pohybu, je systém řízen shora (tj. pro dextrální horizontální posun je sinistrální akomodační zóna).

Rozpoznat zónu attachmentu od detachmentu lze také podle smyslu pohybu nad a pod zónou nejintenzivnější deformace (Cutler a Elliott, 1983 in Tikoff et al., 2002). Pokud je smysl pohybu nad a pod zónou nejintenzivnější deformace shodný, jednotlivé vrstvy mechanicky komunikují, a pokud je opačný, zóna má charakter detachmentu. Tyto metody však často naráží na nedostatek vhodných kinematických indikátorů ve střížných zónách a na reologických rozhraních ve středně a spodněkorových horninách (Tikoff et al., 2002).

3.2.4 *Časový vývoj orogenu a systém řízený shora nebo zdola*

Model tektoniky spojek předpokládá, že mocnost a reologický stav litosféry je v průběhu času konstantní. V orogenech, kde během konvergence dochází ke ztlustění kůry a jejímu prohřívání, ovšem může dojít k výraznému oslabení mechanické komunikace mezi kůrou a pláštěm (Vanderheaghe a Teyssier, 2001 in Tikoff et al., 2002). Vývoj orogenu může začít jako systém řízený zdola a během svého vývoje přejít na systém řízený shora, který vrcholí gravitačním kolapsem orogenu (obr. 3.18a). Rey et al. (2001) však předpokládá další možnost orogenního kolapsu, tzv. slepý kolaps, kdy gravitační nestabilita vede k aktivaci duktilního toku ve spodní kůře a systém se nadále chová jako systém řízený zdola (obr. 3.18b). Nejpravděpodobnější je však spoluúčast obou procesů (obr. 3.18c).



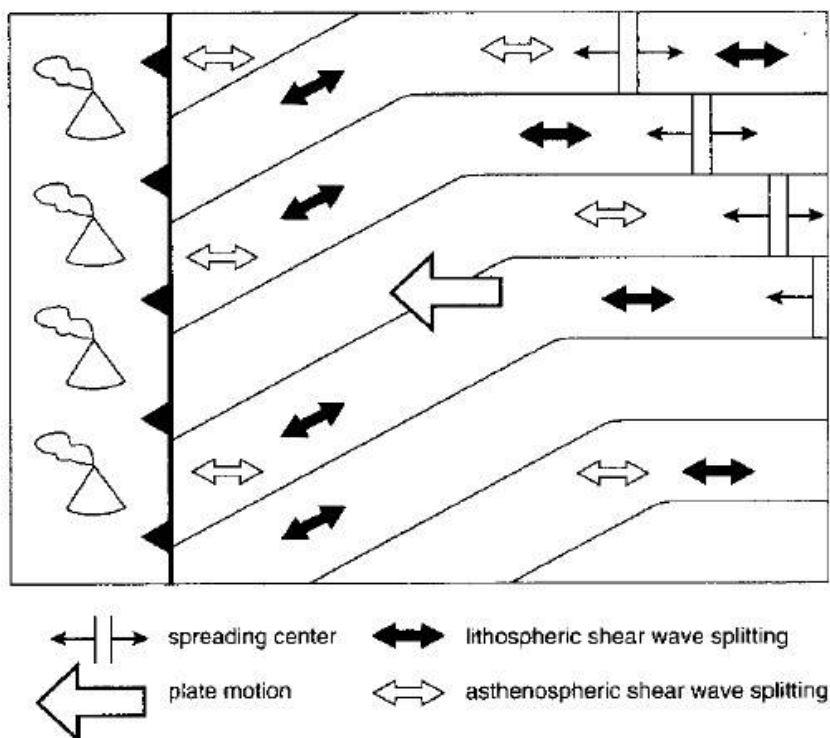
Obr. 3.18: Orogenní kolaps. (a) kolaps řízený shora, (b) slepý kolaps, (c) kombinace (a) a (b). Převzato z Rey et al. (2001).

3.2.5 Shrnutí

Model tektoniky spojek podporuje myšlenky, že orogenní zóny se chovají jako systém řízený zdola, který umožňuje přenos napětí z pláště napříč litosférickými vrstvami až do svrchní kůry. Klasický model deskové tektoniky založený na subdukcí dvou desek naráží na několik geometrických problémů spojených s postranními okrajovými podmínkami. Jsou to (i) přítomnost singulárního bodu v místě kolize desek, (ii) zastavení pohybu nadložní desky a (iii) subdukce rigidního nedeformovaného svrchního pláště, který není zahrnut v deformaci (Tikoff et al., 2002).

Tikoff et al. (2004) na základě seismické anizotropie v plášti (dané přednostní orientací krystalů olivínu) popisují plášťovou deformaci, která je v mnohých oblastech obdivuhodně shodná s orientací současného napětového pole na povrchu. Obr. 3.19 ukazuje na příkladu pacifické desky, jak astenosférická anizotropie odpovídá současnému pohybu desek. Anizotropie pod oceánskou kůrou v sobě přitom zachovává také znaky anizotropie utvořené ve starších epizodách vývoje oceánské kůry. Tato pozorování dále podporují myšlenky, že

deformace litosféry je řízená zdola, pohybem pláště, který předává deformaci do vyšších pater litosféry, což vyžaduje mechanickou komunikaci mezi vrstvami a tedy přítomnost spojek.

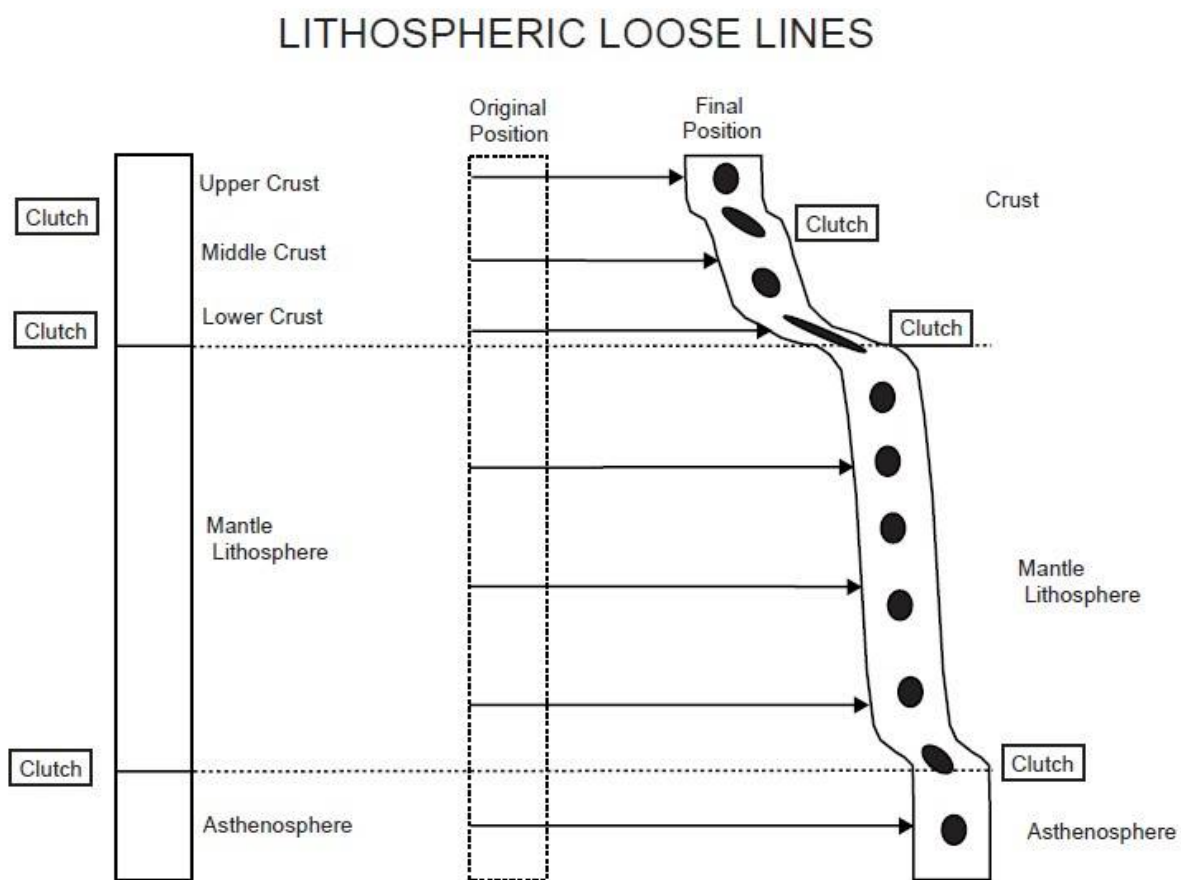


Obr. 3.19: Schématické znázornění vztahu pohybu astenosféry, oceánské litosféry a současného pohybu desek na příkladu Pacifiku. Převzato z Tikoff et al. (2004).

Koncept clutch tectonics říká, že (i) horizontální gradienty přemístění ve vertikálních plochách jsou stejně významné jako v horizontálních plochách, a že (ii) oblasti koherentního pohybu ve svrchní kůře neprostupují celou litosférou (Tikoff et al., 2002). Uvažujeme-li vertikální vlnou linii, která v iniciálním stavu prochází napříč litosférou, v kontextu deskové tektoniky zůstane tato line v čase stále přímá a vertikální, s výjimkou možné diskontinuity na hranici litosféra/astenosféra. Tento model může být platný obzvláště pro vnitrodeskové podmínky, ale v rámci orogenních oblastí, kde dochází k difúzní deformaci, nelze myšlenku rigidity celé litosféry aplikovat (Tikoff et al., 2002). Chování původně vertikální linie se z hlediska tektoniky spojek vyznačuje ohybem linie, jako důsledek rozdílné rychlosti pohybu v litosféře a astenosféře, jak je patrné z obr. 3.20.

Pro vývoj rozhraní suprastruktury a infrastruktury z pohledu teorie spojek plyne několik závěrů. V první řadě hranice mezi duktilní a křehkou deformací nevylučuje mechanickou komunikaci mezi suprastrukturou a infrastrukturou. Stavby pozorované v suprastruktuře tedy mohou odrážet procesy v infrastruktuře, a být tak produktem sil, které působí zdola a nikoliv ze stran. Dalším aspektem je, že vznik subhorizontálních staveb na rozhraní svrchní a spodní

kůry může být projevem nejen duktilního toku, ale i širší deformační zóny, která zprostředkovává komunikaci mezi vrstvami. Pokud je reologický kontrast příliš vysoký (například kvůli natavení hornin), může se deformace lokalizovat do velmi tenké zóny intenzivního stříhu, která má charakter detachmentu. Detachment může být důsledkem nejen velkého viskózního kontrastu, ale může také vzniknout až v závěrečné fázi vývoje orogenu při jeho kolapsu, kdy dominují gravitační síly a systém začíná být řízen shora. Odlišení detachментu od spojky řízené shora (a zdola) lze zejména na základě indikátorů směru pohybu.



Obr. 3.20: Schématické znázornění změny volné vertikální linie při pohybu řízeném zdola a vznik zón spojek. Převzato z Tikoff et al. (2002).

4. NUMERICKÉ MODELOVÁNÍ OROGENNÍCH ZÓN

4.1 Úvod

Význam numerických modelů spočívá ve stanovení kvantitativního rámce procesům, které provází kontinuální konvergenci, a tak napomáhají k vysvětlení vzniku a vývoje základních strukturních rysů v měřítku celého orogenu (postihují struktury prvního řádu).

Culshaw et al. (2006) ve svém dvojdimenzionálním termo-mechanickém modelu vyčleňují 3 fáze, kterými modelový orogen prochází. Fáze 1 zahrnuje progresivní krácení a ztlušťování kůry, které probíhá v podstatě homogenně mechanismem čistého stříhu. Během fáze 2 dochází k termální relaxaci ztluštělé kůry a reologickému oslabení její spodní části. Vzniká tak relativně chladná a pevná svrchní kůra, zatímco střední a spodní kůra se prohřívá a stává se duktilní. Nárůst teploty v hloubce je podmíněn snahou o dosažení rovnovážné geotermie, jejíž průběh je narušován zvyšováním mocnosti kůry a kompenzován zachováním konstantního tepelného toku z pláště. Dalším významným procesem vedoucím k nárůstu teploty je uvolnění radiogenního tepla. Třetí fáze se vyznačuje aktivací duktilního toku tektonickými nebo gravitačními silami. Na konci modelu pak pozorujeme suprastrukturu se zachovanými strmými stávkami, která je oddělena výraznou střížnou zónou od infrastruktury ovlivněné duktilním tokem.

Studované modely se zabývají vlivem tektonických sil na utváření orogenu. Potlačení gravitačních sil je podpořeno stanovením konstantní hustoty v rámci celého korového bloku. Modely dále nezahrnují její změny např. teplotní roztažností, přítomností taveniny nebo vlivem metamorfózy (rozdílný objem nové minerální asociace). Důsledkem je, že na každý objem materiálu působí stejná gravitační síla, a tak se síly vázané na prostorovou změnu hustoty (zejména vztlakové síly) neúčastní na pohybu materiálu v rámci kůry (<http://rock.geosociety.org/pub/reposit/2006/2006154>).

Motorem deformace v kůře je tedy čistě konvergentní pohyb řízený zdola, konvektivní subdukcí pláště. Jeho rychlostní pole je předepsáno kinematicky a zachovává tak konstantní rychlost pohybu bazální části kůry.

Hlavní princip, jehož důsledkem je vznik mírně ukloněných duktilních vrásových příkrovů, je založen na systematickém laterálním oslabování spodní kůry směrem k suturnímu bodu v centru modelu. Změna viskozity v iniciálním stavu neprobíhá kontinuálně, ale skokově a rozděluje kůru na několik stejně velkých segmentů (obr. 4.1). Jednotlivé segmenty tak mohou představovat dílčí terány akretované před modelovanou orogenezí. Nejrigidnější

blok se chová jako indenter, který podléhá deformaci jen omezeně, ale způsobuje intenzivní přepracování termálně oslabených částí kůry. To je zásadní rozdíl oproti modelům kolizí tzv. Himalájského typu, které se vyznačují konvergencí pasivních okrajů, jejichž mechanické vlastnosti jsou laterálně neměnné a předpovídají vznik kanálového toku (viz. diskuze v závěru kapitoly).

4.2 Návrh numerického modelu

4.2.1 Materiálové parametry

Modelová kůra (v iniciálním stavu 35 km mocná) je v horizontálním směru symetrická podle sutury S, pod níž dochází k subdukci plášťových hmot. Ve vertikálním směru je rozdělena na tři úrovně s rozdílnými mechanickými vlastnostmi. Na rozdíl od heterogenní spodní kůry je svrchní a střední kůra laterálně homogenní (obr. 4.1). K popsání mechanických vlastností jednotlivých korových úrovní autoři využívají dvou referenčních materiálů, jejichž materiálové konstanty jsou dobře známy. Prvním z nich je tzv. mokrá kvarcit (WQ – melt-absent wet Black Hills quartzite; Gleason a Tullis, 1995), který je použit ve svrchní a střední kůře. Pro spodní kůru je vhodný suchý diabas (DMD – dry Maryland diabase; Mackwell et al., 1998).

Konstanty, jež materiály popisují jsou Q , n a A . Q značí aktivační energii creepu (kJ/mol), n je napěťový exponent, bezrozměrná veličina, která popisuje citlivost napětí na rychlost deformace (Gleason a Tullis, 1995) a konstanta A je v modelu přepočtena na B^* zahrnutím cylindricity creepu (<http://rock.geosociety.org/pub/reposit/2006/2006154>). Konstanty jsou vázány vztahem (4.1) z něhož je Gleason a Tullis (1995) vypočetli na základě experimentů:

$$\dot{\varepsilon} = A \sigma^n e^{-Q/(RT)}, \quad (4.1)$$

kde ε je rychlost deformace, σ diferenciální napětí, R je univerzální plynová konstanta a T je termodynamická teplota. Jednotkou A je $\text{Pa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$. Konkrétní hodnoty parametrů jsou uvedeny v tabulce 4.1.

V terénu může WQ představovat křemenem bohaté horniny svrchní kůry s vysokým pórovým tlakem fluid. Ve střední kůře je hodnota B^* vynásobena koeficientem 5 (WQx5), čímž je simulován zvýšený podíl živců, které mají v porovnání s křemenem vyšší efektivní viskozitu. WQx5 tak může mít v přírodě analogii v metasedimentárních či granitických

horninách. Spodní kůra odpovídá DMD, který je však směrem od nejrigidnějšího vnějšího indentoru postupně oslabován faktorem w na $B^*(DMD)/w$, kde w postupně narůstá (1, 4, 8, 12, 16, 20 – obr. 4.1). Nejrigidnější blok (indentor) může odpovídat suchému granulitu, který postupně slábne až na křemenný částečně hydratovaný granulit či amfibolit (Jamieson et al., 2007).

Tabulka 4.1: Shrnutí parametrů modelů. Převzato z Jamieson et al. (2007).

Parameter	Meaning	Value(s)
<i>Mechanical Parameters</i>		
ρ_{crust}	crustal density	2700 kg m ⁻³
ρ_{mantle}	mantle density	3300 kg m ⁻³
D	flexural rigidity in isostasy model	10 ²² Nm
	crustal thickness	35 km
	lower crustal thickness	15 km
	width of Eulerian model domain	2000 km
$(J_2)^{1/2} = P \sin \phi_{eff} + C$	Drucker-Prager yield criterion where ϕ_{eff} defined by $P \sin \phi_{eff} = (P - P_f) \sin \phi$ for assumed values of P_f	
ϕ_{eff} (0–10 km)	effective internal angle of friction (upper crust)	5°
ϕ_{eff} (10–35 km)	effective internal angle of friction (midcrust and lower crust)	15°
C	cohesion	10 MPa
P	dynamical pressure (mean stress)	Pa
P_f	pore fluid pressure	Pa
J_2	second invariant of the deviatoric stress tensor	Pa ²
$\eta_{eff}(\dot{\epsilon}) = B^*(\dot{\epsilon})^{(1-n)/2n} \exp[Q/nRT_K]$	general equation for effective viscosity	
$I_2^{\dot{\epsilon}}$	second invariant of strain rate tensor	s ⁻²
R	gas constant	8.314 J (mol °K) ⁻¹
T_K	absolute temperature	°K
B^*, n, Q as below		
WQ (0–10 km)	wet Black Hills quartzite flow law [after Gleason and Tullis, 1995]	$n = 4.0, B^* = 2.92 \times 10^6 \text{ Pa s}^{1/4}, Q = 223 \text{ kJ mol}^{-1}$
WQ $\times 5$ (10–20 km)	modified wet Black Hills quartzite flow law (as above except scaled by 5)	$B^* = B^* (\text{WQ}) \times 5$
DMD (20–35 km)	dry Maryland diabase flow law [after Mackwell et al., 1998]	$n = 4.7, B^* = 1.91 \times 10^5 \text{ Pa s}^{1/4.7}, Q = 485 \text{ kJ mol}^{-1}$
DMD flow law scaled by weakening factor, w , DMD/ w , where $w = 4, 8, 12, 16, 20$		
DMD/ w	modified dry Maryland diabase flow law	$B^* = B^* (\text{DMD})/w$
melt weakening	linear reduction in effective viscosity over T range 700–750°C for WQ and WQ $\times 5$ only	$\eta_{700} = \text{flow law value}, \eta_{750} = 10^{19} \text{ Pa s}$
<i>Basal Velocity Boundary Conditions</i>		
V_P	left-side (convergence) velocity	2 cm a ⁻¹
V_R	right-side velocity	0 cm a ⁻¹
V_S	S point velocity	1 cm a ⁻¹
<i>Thermal Parameters</i>		
$\rho C_p \partial T / \partial t + \underline{v} \cdot \nabla T = K \nabla^2 T + A$	heat balance equation	
C_p	specific heat	750 m ² K ⁻¹ s ⁻²
K	thermal conductivity	2.00 W (m°K) ⁻¹
κ	thermal diffusivity ($\kappa = K/\rho C_p$, where $\rho C_p = 2 \times 10^6$)	$1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
T_s	surface temperature	0°C
T_a	temperature at lithosphere/asthenosphere boundary	1350°C
q_m	basal mantle heat flux	20 m W m ⁻²
q_s	initial surface heat flux	71.25 mW m ⁻²
A_1 (0–20 km)	upper crustal heat production	$2.0 \times 10^{-6} \text{ W m}^{-3}$
A_2 (20–35 km)	lower crustal heat production	$0.75 \times 10^{-6} \text{ W m}^{-3}$
<i>Surface Denudation (Proside Only, Figure 3)</i>		
slope $\times f(t) \times g(x)$	denudation rate	
slope	local surface slope (measured from finite element mesh)	
$f(t)$	time function (specifies how denudation rate (m a ⁻¹) varies with time when $g(x)$ and slope = 1)	
$g(x)$	spatial function (specifies how denudation rate varies with position x); $g(x) = 0$ = arid and $g(x) = 1$ = wet	
$f(t)$	GO-1, 0 GO-2, 0.0133 m a ⁻¹ GO-3, 0.0266 m a ⁻¹ GO-4, 0.0399 m a ⁻¹	$t > 0$ (i.e., constant)
$g(x)$	1.0	$0 < x \leq 500 \text{ km}$
$g(x)$	varies linearly 1.0 \rightarrow 0.0	$500 < x < 550 \text{ km}$
$g(x)$	0.0	$x \geq 550 \text{ km}$

4.2.2 Fyzikální pozadí

a) Mechanický model

Mechanický model vychází z dvojí možné reakce na působící napětí – viskózní nebo plastické deformace. Materiál se chová plasticky, pokud je napětí nutné k plastické deformaci menší než napětí nutné k viskóznímu toku. Plastická deformace je popsána Drucker-Pragerovou rovnicí

$$(J'_2)^{1/2} = P \sin \phi_{eff} + C \cos \phi_{eff}, \quad (4.2)$$

kde J'_2 je druhý invariant tenzoru deviatorického napětí, P je dynamický tlak (střední napětí), C je koheze a ϕ_{eff} efektivní úhel vnitřního tření, který je s úhlem vnitřního tření ϕ vázán vztahem

$$P \sin \phi_{eff} = (P - P_f) \sin \phi, \quad \text{kde } P_f \text{ značí tlak fluid v pórech.} \quad (4.3)$$

Coulombovská plastická deformace se uplatňuje ve svrchních částech modelu a odehrává se nestlačitelným tokem.

Pro teplejší a hlubší partie kůry je charakteristické snížení prahu sřížného napětí pod úroveň meze plasticity. Deformace je pak řízena efektivní viskozitou η_{eff}^v , kterou popisuje vztah

$$\eta_{eff}^v = B^* (I'_2)^{(1-n)/2n} \exp[Q/(nRT_K)], \quad (4.4)$$

přičemž B^* , n a Q jsou výše popsané materiálové parametry, I'_2 značí druhý invariant tenzoru rychlosti deformace a R je univerzální plynová konstanta.

b) Změkčení vlivem přítomnosti taveniny

Dalším důležitým bodem, který je zahrnut ve vývoji modelového orogenu, je změkčení vlivem přítomnosti taveniny. Geologické opodstatnění tohoto jevu vychází z dosažení podmínek parciálního tavení vlivem dehydratace vhodných minerálů. Vzniká tak malé množství intersticiální taveniny. Pokud je množství taveniny menší než asi 7% (Rosenberg a

Handy, 2005 in Jamieson et al., 2007) nedochází k propojení domén obsahujících taveninu a není umožněna její migrace. Přítomnost taveniny však má významný podíl na snížení celkové viskozity horniny. Způsob, kterým je oslabení modelováno, předepisuje lineární redukci efektivní viskozity v teplotním rozmezí mezi 700 – 750°C. Viskozita pro $T = 700^\circ\text{C}$ je přímo vypočtena z rovnice (4.4), zatímco viskozita pro teploty $T \geq 750^\circ\text{C}$ je předepsána konkrétní hodnotou (10^{19} Pa.s). Model předpokládá vznik taveniny pouze ve svrchní a střední kůře (tj. WQ, potažmo WQx5), neboť spodní kůra (řízená DMD) je silně refraktorní a za daných teplotních podmínek není náchylná k dehydratačnímu tavení.

c) Teplotní model

Modelování tepelného vývoje vychází z evolučního řešení rovnice vedení tepla, dané vztahem

$$\rho C_p \partial T / \partial t + \underline{v} \cdot \nabla T = K \nabla^2 T + A \quad (4.5)$$

Kde ρ je hustota, C_p je specifické teplo, K je termální konduktivita, \underline{v} je advekční rychlost materiálu, T je teplota, t čas a A značí objemové teplo z radioaktivní produkce.

Hodnoty veličin ρ , C_p a K jsou konstantní v celé kůře a lze je popsat souhrnnou veličinou κ , zvanou termální difuzivita. Radioaktivní produkce se na základě geologických pozorování liší v rámci jednotlivých korových úrovní – je poměrně vysoká ve svrchní a střední kůře, zatímco spodní kůra je aktivní jen málo, což model rovněž zohledňuje.

Termální model je vázán po stranách podmínkami nulového tepelného toku ven z modelu, konstantním tepelným tokem z pláště a konstantní povrchovou teplotou. Konkrétní hodnoty parametrů (tabulka 4.1) způsobují, že teplota na MOHO je v iniciálním rovnovážném stavu 704°C a povrchový tepelný tok je 71 mW/m^2 (Jamieson et al., 2007; Culshaw et al., 2006).

d) Izostáze a eroze

Nárůst mocnosti kůry je izostaticky kompenzován flexurním ohybem, který zprostředkovává tenká linie na bázi kůry, jejíž flexurní rigidita je předepsána (10^{22} Pa.s). Izostatické kompenzace se projevují pouze slabě, a to v nejbližším okolí okrajů ztuštělé domény.

Stěžejním principem, který umožňuje exhumaci spodnokorových hornin, je zahrnutí vlivu eroze. Erozní funkce je součinem tří dílčích funkcí ve tvaru

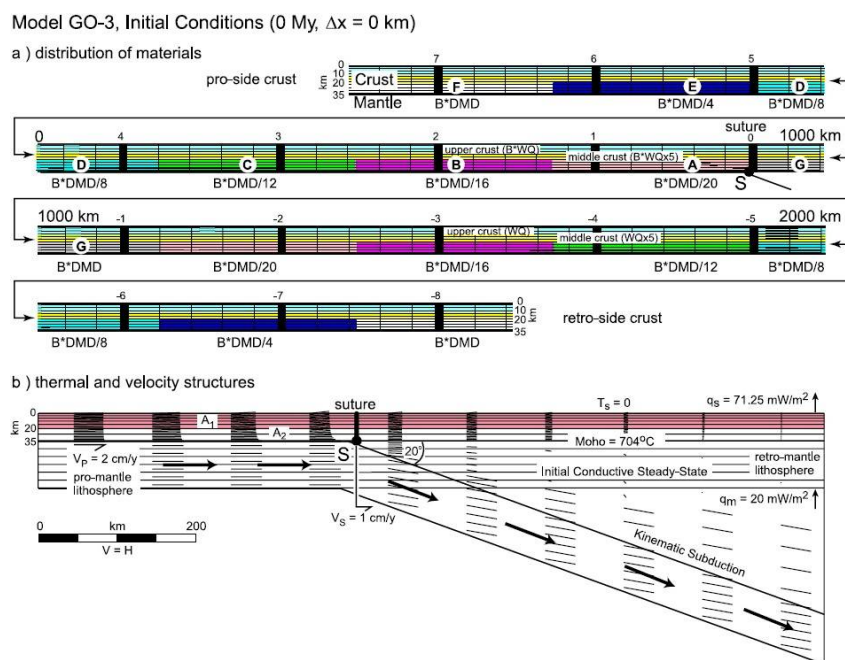
$$e(t, x) = slope \times f(t) \times g(x). \quad (4.6)$$

Funkce *slope* je lokální sklon svahu vypočtený přímo ze vzájemné polohy dvou sousedních uzlových bodů, $f(t)$ je funkce, která charakterizuje změnu denudační rychlosti s časem (v uvedených modelech konstantní). Prostorová funkce $g(x)$ postihuje změnu intenzity eroze v horizontálním směru, přičemž její hodnota se mění od 1 pro vlhké podmínky (nejintenzivnější eroze) po 0 v suchých podmínkách (žádná eroze). Tímto způsobem je modelován odpozorovaný fakt, že srážky jsou soustředěny zejména na okraji horstva, které je jejich vlivem rychle denudováno, kdežto vzdálenější části orogenu, horská plató, se nacházejí ve srážkovém stínu a podléhají erozi daleko méně.

4.2.3 Iniciální stav modelu

Tabulka 4.1 shrnuje základní veličiny, z nichž model vychází, včetně konkrétních hodnot jejich parametrů, které jsou pro oba modely (Culshaw et al., 2006 a Jamieson et al., 2007) společné.

Na obr. 4.1 je znázorněna iniciální geometrie a termální pole na počátku modelu Jamieson et al. (2007), který bude použit k ilustraci a diskuzi výstupů z matematického modelování v následující části. Jednou z dílčích odlišností od staršího modelu Culshawa et al. (2006) je použití přirozenějšího šikmého úhlu subdukce (20°). To má za následek rozdílné rychlostní okrajové podmínky. Culshaw et al. (2006) počítá se symetrickou plášťovou subdukcí, kdy pod suturním bodem S dochází k odlepení pláště od kůry a jeho kolmé konvekci. Okrajové rychlostní podmínky jsou tedy symetrické podle bodu S ($V_S = 0$), neboli rychlost na levém a pravém okraji je dána vztahem $V_L = -V_P$. Z praktických důvodů, daných šikmým úhlem subdukce, je v novějším modelu Jamieson et al. (2007) fixován pravý okraj ($V_P = 0$). Bod S se pohybuje a jeho rychlost je dána vztahem $V_S = V_L/2$. Takto provázané okrajové rychlostní podmínky nemají významný vliv na průběh deformace, protože z hlediska báze kůry se jedná pouze o relativní volbu vztažné soustavy (Beaumont et al., 2004). Úhel a styl subdukce nemá v těchto modelech výraznější vliv na charakter deformace ve spodní kůře (Jamieson et al., 2007). Při započtení subdukce materiálu do pláště dochází k relativnímu posunu povrchové sutury vůči sutuře na bázi kůry, tento rys se však projevuje zejména v modelech Himalájského typu konvergence, kde je materiál subdukován mnohem efektivněji (Jamieson et al., 2007).



Obr. 4.1: Iniciální stav modelu. Část a) charakterizuje rozložení materiálů v modelové kůře; v části b) je termální a rychlostní struktura v okolí středu modelu. Podrobnosti v textu. Převzato z Jamieson et al. (2007).

Kůra je rozdělena na 3 horizontální úrovně, svrchní kůru, střední kůru (každá 10 km mocná) a spodní kůru (15 km mocná), která má laterálně proměnlivou viskozitu (bloky A až F). Každý blok je 250 km široký. Celá doména je po 200 km rozdělena výraznými vertikálními liniemi, očíslovanými symetricky podle sutury S. Jemnější síť má v horizontálním směru intervaly 40 km (Jamieson et al., 2007). Tloušťka a tvar čar sítě přitom odpovídá charakteru celkové deformace původní linie v daném místě.

Dalším rozdílem oproti modelu Culshaw et al. (2006) je přítomnost rigidního centrálního bloku G, který slouží jednak jako ukazatel středu modelu a zároveň zaručuje, že obě strany jsou spojeny stejně tuhou kůrou. Vliv bloku G na celkový charakter deformace je zanedbatelný, ovlivňuje pouze nejbližších cca 50 km svého okolí (Jamieson et al. 2007).

Termální pole je popsáno konduktivním stacionárním stavem. Rozdíl mezi izotermami je 100°C, vyznačena je 700°C izoterma. Znázorněn je nárůst teploty v plášťové litosféře až do hodnoty 1350°C na hranici astenosféry. Zakresleno je také rychlostní pole, které je v plášti kinematicky předepsané, zatímco v kůře je počítáno dynamicky (velikost rychlosti je úměrná délce a směr je dán orientací čar). Z exponenciálního průběhu délky čar při bázi kůry, lze usoudit, že z pohledu clutch tectonics (Tikoff et al., 2002) se jedná o systém řízený zdola, zatímco pravá polovina (kratší čáry na bázi) přechází na systém řízený shora.

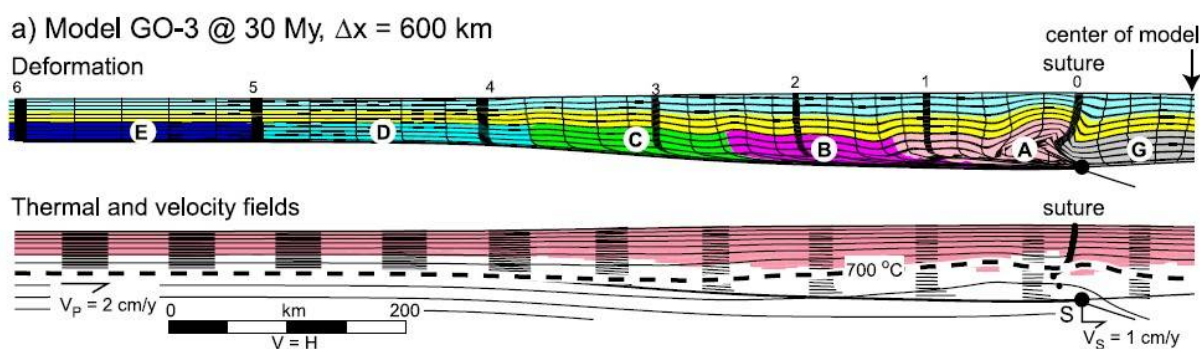
Každý vertikální korový sloupec, který vstoupí do modelového orogenu, je ovlivněn stejnou sadou procesů, které však vlivem konvergence neprobíhají současně, ale postupně.

Deformační odpověď příslušného korového sloupce je přitom specifická a závislá na reologickém stavu spodní kůry (Culshaw et al., 2006).

4.3 Výstupy modelu GO-3

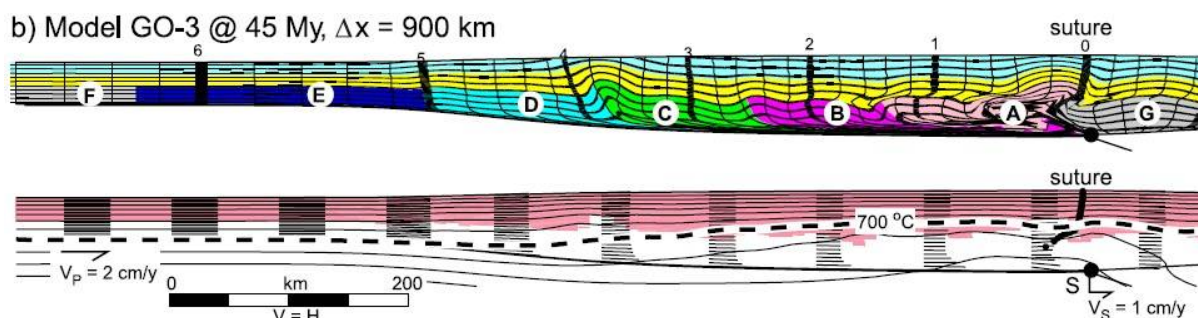
Následující sled obrázků (obr. 4.2 až 4.7) ilustruje časový vývoj modelu GO-3 (střední rychlost eroze) autorů Jamieson et al. (2007). Obrázky znázorňují projevy deformace a teplotně-rychlostní pole v příslušném čase běhu modelu, kde Δx značí celkovou konvergenci.

Na obr. 4.2 je situace po prvních 30 Ma konvergence. Patrné je téměř homogenní ztlustění, ovšem na bázi kůry se vlivem pohybu pláště vytvářejí první známky střížné zóny. V teplotní oblasti je zřejmé prohřátí jádra orogenu, v němž již teplota přesahuje 800°C.



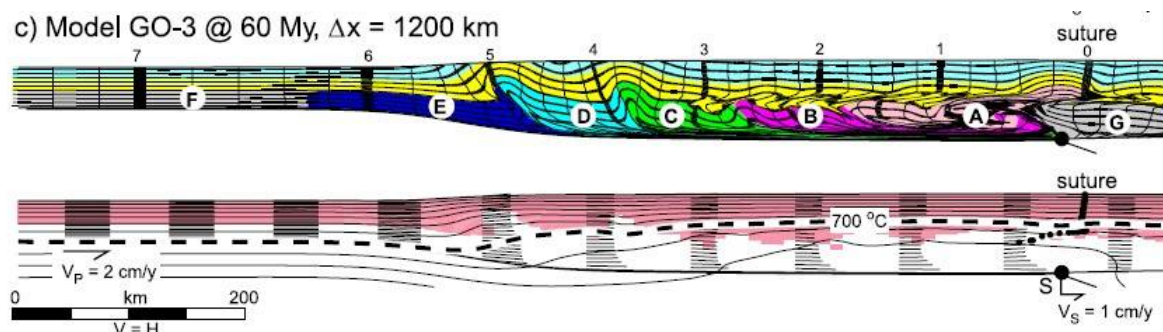
Obr. 4.2: Model po 30 Ma. Podrobnosti v textu. Převzato z Jamieson et al. (2007).

V dalším stadiu (45 Ma) dochází k diachronní deformaci spodní kůry (obr. 4.3). Výrazné linie zůstávají při prvotním ztlustění vertikální (linie 3, krom bazální střížné zóny), deformovány jsou až hlouběji v orogenu (linie 1). Okraje jednotlivých bloků mají charakter asymetrických vrásových násunů s vergencí do předpolí. S postupující konvergencí se asymetrie zvyšuje (levý okraj bloku A ve srovnání s levým okrajem bloku C) či se dokonce vytvářejí ležaté vrásové příkrovy (pravá část bloku A). Blok A je přitom již v této fázi odlepen od svého podloží a tvoří bivergentní strukturu, která přetrvá po celou dobu modelu. Linie č. 1 ukazuje, jak dochází k posunu a odlepení střední kůry nejen od podloží, ale částečně i nadloží. Odlepení je vázáno na místa přesahující teplotu 700°C. Svrchní kůra zůstává nadále postižená pouze ztlustěním a vytváří rigidní plošinu setrvávající nad změkčenou střední kůrou.



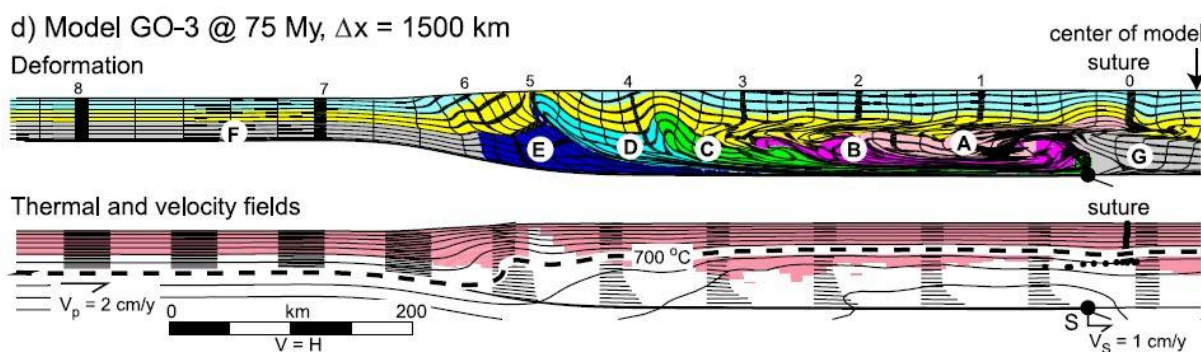
Obr. 4.3: Model po 45 Ma. Podrobnosti v textu. Převzato z Jamieson et al. (2007).

Proces tvorby duktilních vrásových příkrovů je dobře patrný v 60 Ma (obr. 4.4). Vnitřní bloky A a B jsou již výrazně odlepeny a nasunuty na sousední bloky, včetně své nadložní již oslabené střední kůry.



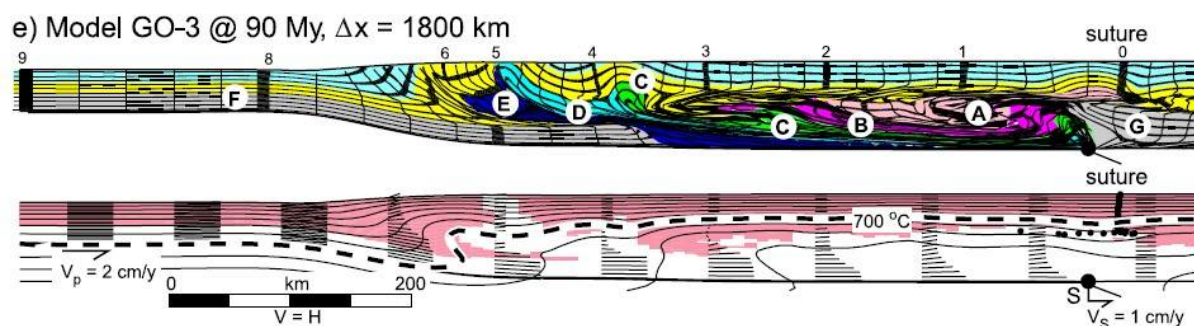
Obr. 4.4: Model po 60 Ma. Podrobnosti v textu. Převzato z Jamieson et al. (2007).

Od uplynulých 75 Ma (obr. 4.5) dále se vývoje orogenu začíná účastnit rigidní blok F. Poměrně tuhý blok E se na rozdíl od předcházejících bloků pouze rychle zkrátí, aniž by vytvořil vrásový příkrov. Ve střední a spodní kůře celé ztlustělé domény již dominují mírně ukloněné stavby s vergencí do předpolí a jako celek ji lze označit za infrastrukturu. Ve svrchní kůře nadále přetrvávají vertikální stavby. Přerušení kontinuity mezi supra a infrastrukturou dobře ilustrují vertikální linie 1 až 3. V rychlostním poli se začíná projevovat zpomalení rychlosti pohybu ve střední části jednotlivých vertikálních sloupců, čímž je indikován pohyb materiálu směrem k okraji orogenu tenkým středněkorovým kanálem (obdoba kanálového toku). Vlivem působení eroze je částečně exhumována část duktilního příkrovu bloku D. Obnažení příkrovů na okraji orogenu způsobuje asymetrii teplotního pole.



Obr. 4.5: Model po 75 Ma. Podrobnosti v textu. Převzato z Jamieson et al. (2007).

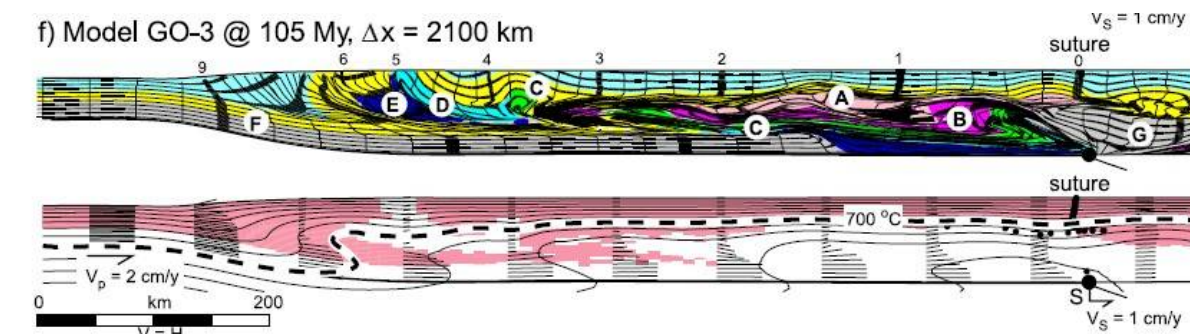
Po 90 Ma (obr. 4.6) se již orogeneze výrazně účastní indentor (blok F), který sám nepodléhá deformaci, ale podestýlá a mobilizuje okolní změkčené horniny až do té míry, že některé příkrovy ztrácí kontinuitu se svou kořenovou zónou. Čelo indentoru funguje jako rampa, na kterou nasedají příkrovy jednotlivých bloků. Vliv indentoru je patrný na bloku C. Původně jeden horizontální příkrov bloku C je rotací a výzdvihem jeho čela rozdělen na dvě samostatné části. V jádře orogenu (mezi liniemi 0 a 3), je nápadná ztráta komunikace se svrchní kůrou. V oslabené zóně se nadále slabě projevuje kanálový tok (viz. rychlostní pole linie 3). Indentor také výrazně podporuje exhumaci hornin střední kůry, zatímco některé části střední kůry jsou dokonce zapracovány hlouběji do spodní kůry (mezi bloky B a C).



Obr. 4.6: Model po 90 Ma. Podrobnosti v textu. Převzato z Jamieson et al. (2007).

V závěru modelu (105 Ma, obr. 4.7) indentor postoupil 400 km do orogenu. Čelo bloku C je transportováno jako příkrov více než 250 km po rampě tvořené indentorem a odděleno od zbytku bloku C zavrásněním spodno a středněkorového materiálu bloků A a B. Na rampě pozorujeme sled jednotlivých mírně ukloněných vrásových příkrovů, které mají směr sklonu do jádra orogenu. Mezi blokem F a suturou převažují ve spodní kůře téměř až horizontální stavby prohrátého a intenzivně deformovaného materiálu. Svrchní a střední kůra na okraji orogenu je zřetelně vrásněna a částečně erodována, zatímco nad jádrem orogenu jsou nadále zachovány původní strmé stavby. Izotermy pod orogenním plató mají horizontální charakter,

zatímco na okraji modelu jsou strmé až překocené, jako důsledek subdukce chladnějšího indentoru, na který nasedají horké spodněkorové příkrovy.



Obr. 4.7: Model po 105 Ma. Podrobnosti v textu. Převzato z Jamieson et al. (2007).

4.4 Diskuze

4.4.1 Inkubační doba

Doba, potřebná ke ztlustění, prohřátí a reologickému oslabení příslušného korového sloupce (ve 2D řezu) až na práh duktilního toku, který poté může být spuštěn tektonickými nebo gravitačními silami, se nazývá inkubační doba (Beaumont et al., 2006, in Culshaw, 2006).

Minimální inkubační doba GO série modelů je asi 20 Ma, ovšem k výrazné aktivaci duktilního toku (fáze 3) dochází až poté, co do orogenu vstupují rigidní bloky. První projevy nastávají v jádře orogenu kolem 50 Ma, od 75 Ma je již infrastruktura vyvinuta v rámci celé ztlustělé domény jako následek počínající subdukce bloku F (Jamieson et al., 2007). Změna tloušťky spodní a střední kůry, změna ve škálování materiálových parametrů ani rychlost konvergence nemají významnější vliv na inkubační dobu, protože ta je podmíněna pouze termální charakteristikou modelu. O to výraznější je rozdíl v čase, kdy dochází ke vzniku infrastruktury. Při navýšení rychlosti konvergence na 2,5 cm/rok (místo 1 cm/rok), snížení pevnosti referenčního materiálu ve střední kůře z WQ*5 na WQ*3 a zvýšení mocnosti střední kůry na 15 km (při současném snížení mocnosti spodní kůry na 10 km), nastane fáze 3 už kolem 30 – 40 Ma, ve srovnání se 70 – 100 Ma při původním rozložení parametrů (<ftp://rock.geosociety.org/pub/reposit/2006/2006154>). Dokud je poskytnuta dostatečná inkubační doba předtím, než dojde ke kolizi s rigidním indentorem, zůstane celkový charakter deformace orogenu zachován.

V přírodních systémech může vlivem indentoru docházet k migraci materiálu kolmo na řez znázorněný modelem, a tak mohou vznikat struktury šikmé až paralelní k ose orogenu, které 2D model nemůže postihnout (Culshaw et al., 2006).

4.4.2 *Srovnání modelování a výstupů orogenů Himalájského a akrečního typu*

V posledních letech je v rámci studia Himalájského orogenu hojně diskutováno působení toku materiálu úzkým kanálem v oslabené střední kůře. Jamieson et al. (2007) si v souvislosti se svým modelem kladou otázku, zda je Himalájský orogen pouze speciální případ, nebo zda je výskyt kanálového toku obecnějším rysem utváření většiny orogenů, a jak se liší výsledný produkt kolize Himalájského typu od akrečních orogenů, které byly popsány v této kapitole. Modelování kanálového toku je detailně diskutováno např. Beaumontem et al. (2004) nebo Beaumontem et al. (2006), a protože není předmětem této práce, shrnu pouze stručně jeho základní rysy.

Numerické modely jsou založeny na uniformní reologii spodní kůry. Vznik kanálového toku je tak řízen čistě gravitačními silami (homogenní kanálový tok) na základě principu spojených nádob, kdy vyšší tlak pevnějších nadložních hornin pod orogenním plató způsobuje pohyb změkčeného materiálu do předpolí, kde je tlak nižší. Proces pohybu hmoty dále podporuje eroze soustředěná na okraj orogenní zóny. Přechodem k akreční orogenezi je hetoregenní kanálový tok, který je založen na pravidelném střídání rigidních a oslabených domén ve spodní kůře. Vzniku kanálu se v tomto případě účastní jak tektonické, tak gravitační síly (Beaumont et al., 2006). V akrečních orogenech popsanych v této práci je vliv gravitačních sil potlačen. Schématicky jsou hlavní rozdíly mezi krajními členy znázorněny na obr. 4.8.

Alternative models for ductile flow in large hot orogens

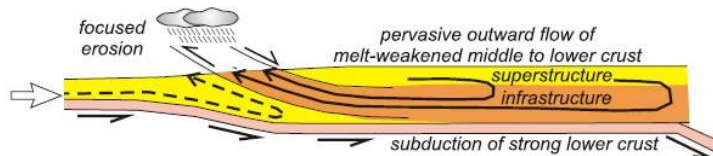
a) homogeneous channel flow (HT-model series)

pre-convergence crustal profile

laterally extensive passive continental margin

underlying strong continental crust

extrusion of channel in response to gravitational forcing



b) heterogeneous flow of ductile nappes (GO-model series)

pre-convergence crustal profile

upper and middle crust

craton

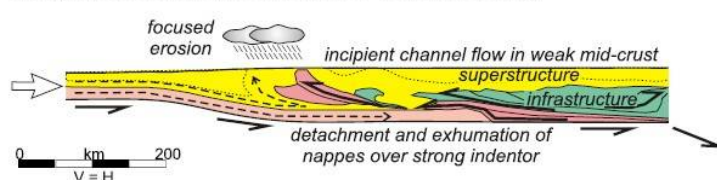
former active continental margin

accreted terranes

stronger

weaker

expulsion of ductile nappes in response to tectonic forcing



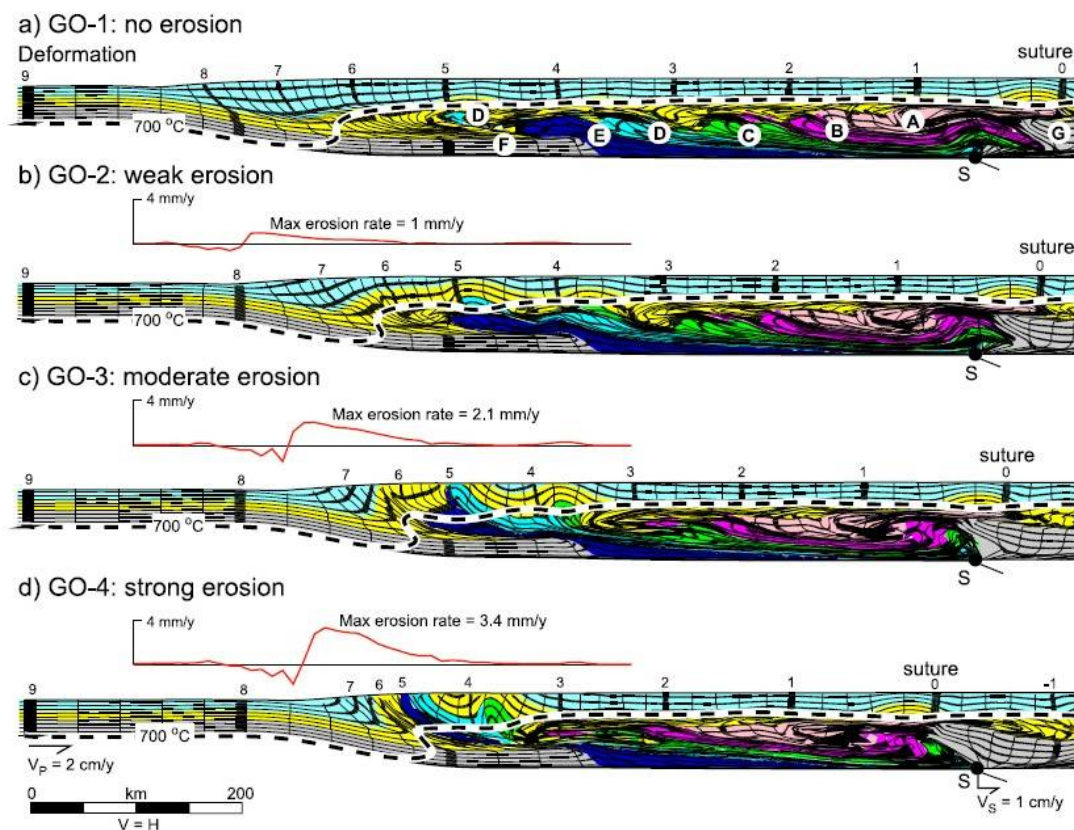
Obr. 4.8: Různé modely vzniku duktilního toku v orogenech; a) homogenní channel flow; b) heterogenní tok duktilních příkrovů. Převzato z Jamieson et al. (2007).

Modely kanálového toku využívají snížené rigidity iniciální střední kůry, neboť tok vyžaduje výrazný pokles viskozity v kanálu ($\eta_{eff} \leq 10^{19}$ Pa.s) oproti okolním pevnějším horninám. Vytvoření kanálu také napomáhá zvýšení objemu oslabené kůry (tj. mocnosti střední kůry na úkor spodní). Od nadloží a podloží je kanál oddělen dvěma střižnými zónami stejného stáří s opačným smyslem pohybu (svrchní poklesová, spodní násunová), jejichž důsledkem je přítomnost inverzní metamorfní zonality v podloží a normální metamorfní zonality v nadloží.

Naproti tomu v GO modelech tektonické síly prostřednictvím indentoru umožňují aktivaci relativně viskóznějších hornin střední a spodní kůry. Dominantním prvkem je vznik duktilních vrásových příkrovů, které mají stejný smysl pohybu, a jejichž sled odráží původní řazení jednotlivých korových segmentů. Patrný je rovněž transport odlepených příkrovů v heterogenní duktilní zóně, který je podmíněný subdukci indentoru. Kanálový tok má v tomto případě zcela odlišný ráz a pouze doprovází dominující příkrovový charakter deformace (Jamieson et al., 2007).

4.4.3 Vliv eroze na výslednou geometrii

Vliv rychlosti denudace na výsledný charakter deformace je znázorněn na obr. 4.9. Modely s nízkou rychlostí eroze (GO-1, GO-2) vytvářejí zřetelně širší orogeny než modely s intenzivní erozí, protože ze systému je odebíráno jen velmi málo materiálu (nebo žádný). V širších orogenech na druhou stranu nedochází k transportu příkrovů na tak velké vzdálenosti (nižší stupeň alochtonity) a jednotlivé příkrovy nejsou tak intenzivně deformovány. Exhumace středněkorových hornin je rovněž omezená. Na druhou stranu příkrovy střední kůry, které jsou podestlány indentorem jsou vlivem slabé eroze výrazně laterálně transportovány (kolem 150 km). Výsledná geometrie se pak značně podobá modelům homogenního channel flow typického pro Himalájský typ kolize s tím rozdílem, že se jedná o heterogenní tok jednotlivých příkrovů. V modelech s vyšším stupněm eroze je velmi odlišný styl deformace na okraji orogenu. Skládá se ze středně ukloněných, poměrně mocných příkrovů, které jsou tvořeny exhumovanými horninami, zatímco v modelech s omezenou erozí je střední kůra exhumována jen málo a setrvává v hlubších partiích horstva v podobě subhorizontálních, vysoce deformovaných vrásových příkrovů (Jamieson et al., 2007).



Obr. 4.9: Vliv eroze, a) žádná eroze; b) slabá eroze; c) střední eroze; d) silná eroze. Převzato z Jamieson et al. (2007)

Míra eroze má tedy zásadní vliv nejen na rozsah, ale i způsob exhumace hornin spodní kůry. Poměrně značně ovlivňuje charakter procesů v celé infrastruktuře, a proto rychlost eroze může být v hrubých rysech rozpoznatelná i v terénu (Jamieson et al., 2007).

4.4.4 *Shrnutí*

V měřítku celého orogenu modely názorně představují časové vztahy deformačního vývoje jednotlivých krustálních úrovní, které odpovídají myšlenkám konceptu SI a jsou v souladu s terénním pozorováním starých orogeních pásem. Nejstarší deformační fáze jsou zachovány v suprastruktuře. Po celou dobu vývoje orogenu v ní nedochází k přestavbě původních vertikálních staveb ani významnějšímu postižení metamorfózou. Naproti tomu v mladší infrastruktuře dochází k úplné transpozici původních starších staveb na jednotlivé mírně ukloněné rozsáhlé násunové struktury, jejichž kořenová zóna je až na MOHO ploše. Stáří těchto výrazně asymetrických vrásových příkrovů klesá směrem do předpolí a odráží tak postupující konvergenci. Důsledkem konvergence je diachronní dosažení vrcholných metamorfních podmínek. Příkrovový charakter a výraznější duktilní tok v infrastruktuře způsobuje subdukce rigidního bloku, který podestýlá jednotlivé příkrovy a způsobuje jejich intenzivní deformaci. V extrémních případech může vést deformace vlivem indentoru až k úplnému odlepení příkrovů od báze kůry.

5. SUPRASTRUKTURA A INFRASTRUKTURA V ZÁPADNÍCH ČECHÁCH

V Českém masivu se nachází několik míst, která reprezentují rozhraní mezi suprastrukturou a infrastrukturou. Jedním z nich je západní okraj tepelsko-barrandienské oblasti. Barrandien tvoří nemetamorfované sedimenty středního a spodního paleozoika pražského synklinoria, které diskordantně spočívají na slabě metamorfovaných proterozoických flyšoidních sedimentech kralupsko-zbraslavské skupiny. Směrem na západ ke hranici se Saxothuringikem roste stupeň metamorfózy. Konvenční hranicí mezi Barrandienem a horninami tepelského a domažlického krystalinika je překročení biotitové izogrady. Metamorfnní gradient poté rychle roste a vrcholí dosažením kyanitové izogrady na kontaktu s mariánskolázeňským komplexem (Žáček a Cháb, 1993).

Metamorfnní postižení je produktem dvou orogenních událostí – (i) starší kadomské deformace spojené se vznikem akrečního klínu na aktivním okraji a (ii) mladší kolizní variské fáze, která přetiskuje starší minerální asociace a dává horninám typickou barrowienskou zonalitu. Odlišení kadomských a variských staveb je pro pochopení strukturního vývoje oblasti klíčové. Do proterozoických hornin na mnohých místech intrudovala menší granitoidní tělesa, která tak svým převážně kambroordovickým stářím, vztahem k okolním horninám (kontaktní aureoly, intruzivní vztahy) a metamorfnním postižením napomáhají k oddělení kadomské a variské deformační fáze.

Stodský masiv, který se nachází v domažlickém krystaliniku, je intruze kambrického stáří. Ar-Ar metodou na biotitu bylo stanoveno stáří 518 ± 8 Ma (Kreuzer et al., 1990 in Zulauf, 2001). Při variském vrásnění prošel pluton nejvýše podmínkami spodní facie zelených břidlic. Vliv deformace je proto pouze malý a projevuje se zejména mylonitizací okrajů masivu. Minerály kontaktní aureoly přetiskují okolní strmé stavby, z čehož lze usuzovat na jejich kadomské stáří (Zulauf et al., 1997). Obdobná situace platí i pro další tělesa položená v blízkosti biotitové izogrady (např. pro tiskou žulu).

Lestkovská ortorula nacházející se v biotitové, granátové a staurolitové izográdě má rovněž kambrický protolit. Její význam spočívá zejména v přítomnosti cordieritu v kontaktní aureole, který je nahrazen staurolitem třetí generace (Cháb a Žáček, 1994), což je interpretováno tak, že staurolitová izograda odráží variskou deformaci. Severozápadně od staurolitové izogrady jsou kambrické magmatické horniny přeměněny na mylonitické ortoruly (např. tepelská ortorula v kyanitové izográdě), a dokládají tak výrazné variské přepracování (Dörr et al., 1998).

Jako další vodítka k rozlišení kadomské a variské deformace mohou posloužit ordovické pegmatitové žíly, v nichž je andaluzit nahrazen variským kyanitem (Žáček, 1994 in Zulauf, 2001). Zulauf (2001) dále argumentuje variským stářím slíd, datovaných K-Ar a ^{40}Ar - ^{39}Ar metodou (Dallmeyer a Urban, 1998 in Zulauf, 2001). Radiometrická stáří hornblendu v severo-západní části tepelského krystalinika mají rovněž variské stáří a bolhující teplota K-Ar izotopického systému hornblendu zároveň indikuje, že variské metamorfní podmínky v této oblasti dosahovaly teplot nad 500°C. (Harrison, 1981 in Zulauf, 2001).

Žáček a Cháb (1993) popisují od vnitřní granátové zóny až po kyanitovou zónu granáty dvou generací. První granát interpretují jako produkt nízkotlakého metamorfního děje, o čemž svědčí krom složení granátu, také výše zmíněné nahrazení andaluzitu kyanitem v metapegmatitech. V druhé, střednětlaké metamorfní fázi vzniká kromě novotvořeného kyanitu nový granát odlišného složení a vzhledu, který vytváří helicitické lemy kolem prvního granátu, případně vznikají nová zrna v tlakových stínech granátu první generace. Žáček a Cháb (1993) dále uvádějí, že obě generace granátů jsou starší než hlavní foliace, která mohla vzniknout v důsledku retrográdních procesů (3. metamorfní fáze). Retrogrese se projevuje zejména sericitizací kyanitu a sillimanitu, chloritizací a biotitizací granátu a vznikem chloritových agregátů přerůstajících hlavní foliaci (v okolí Žlutic). Autoři jsou však v přiřazení variské a kadomské stavby k jednotlivým jevům zdrženliví.

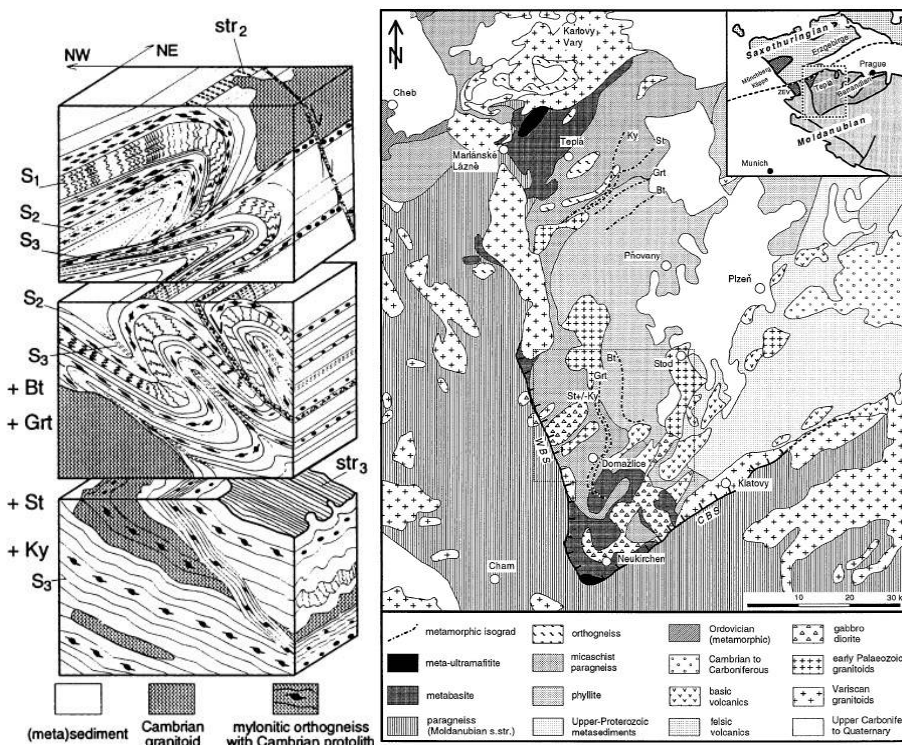
Náhled na intenzitu kadomské deformace popisuje Zulauf et al. (1997) v kontaktní aureole Mráčnického trondhjemitu západně od Stodského plutonu v blízkosti západočeské střížné zóny. Minerální asociace zachované v kadomských stavbách reprezentují barrowienskou střednětlakou metamorfózu dosahující podmínek amfibolitové facie (přítomnost staurolitu), zatímco variská deformace v této oblasti odpovídá pouze facii zelených břidlic. Z toho plyne, že v mapách zobrazované izogrady nemusí být nutně produktem jedné orogenní události.

Přechod ze suprastruktury do infrastruktury popisuje Zulauf (2001) na hranici facie zelených břidlic a amfibolitové facie, tj. v blízkosti staurolitové izogrady. Zulauf klade ve své práci důraz zejména na změny v deformačních mechanismech, obzvláště v křemeni a plagioklasu. Strukturní rysy suprastruktury a infrastruktury splňují podmínky definice ve smyslu de Sitter a Zwart (1960). Variská deformace v suprastruktuře je akomodována vznikem násunů a vrásněním starší kadomské foliace. Otevřené, sevřené až izoklinální vrásy mají subhorizontální osy severojižního směru a vyvinutou strmou osní kliváž. V nejsvrchnějších částech má kliváž disjunktní charakter, v nižší facii zelených břidlic (biotitová izograda) přechází na krenulační kliváž a na hranici s vyšší facii zelených břidlic (granátová izograda) se mění na typickou foliaci, jako důsledek intenzivní produkce nových

minerálních fází. Od amfibolitové facie (staurolitová izograda) dochází k výraznému snížení úklonu hlavní foliace a duktilní deformaci hornin, a tak lze hovořit o infrastruktuře. Zulauf (2001) ji popisuje jako oblast mylonitických násunových zón, které se projevují vznikem mylonitických pararul a ortorul.

Podrobná rešerše prací zabývajících se strukturním vývojem západního okraje tepelsko-barrandienské oblasti se již do této práce nevejde, neboť názory na vztah variské a kadomské deformace se různí a odrážejí poměrně složitý polyfázový vývoj oblasti, který spolu s rysy nerovnováhy minerálních asociací (Žáček a Cháb, 1993) umožňuje vykládat pozorované jevy více způsoby.

Předběžná terénní pozorování naznačují, že pro porozumění strukturnímu vývoji v oblasti je nutné přiřadit pozorované minerální asociace k jednotlivým strukturním prvkům, zejména klivázím a foliacím a zhodnotit stabilitu jednotlivých asociací. Důvodem je, že směr struktur je často paralelizován, a nelze tak makroskopicky jednoznačně určit, jakou deformační epizodu daná minerální asociace a naměřená data odráží. Plánovaná terénní práce tedy bude vycházet z analýzy odebraných vzorků od měřítka výbrusu, a to jak ze strukturního, tak petrologického hlediska.



Obr. 5.1: Suprastruktura, přechodná zóna a infrastruktura (na obr. shora dolů) tak, jak ji interpretuje Zulauf (2001) na JZ okraji tepelsko-barrandienské oblasti. Zobrazeny jsou variské izogrady. Převzato z Zulauf (2001) a Zulauf et al. (1997).

6. ZÁVĚR

V této rešeršní bakalářské práci jsou shrnuty převážně teoretické poznatky, které charakterizují procesy probíhající během vývoje orogenních zón. Práce vychází z historického konceptu suprastruktury a infrastruktury, jehož některé rysy napomáhají pochopení těch aspektů deformace litosféry, které konvenční teorie deskové a příkrovové tektoniky nemůže postihnout. Tyto dvě teorie přitom nejsou v konkurenčním vztahu, ale vzájemně se doplňují.

Na rozhraní suprastruktury a infrastruktury se může odehrávat několik procesů, které přímo ovlivňují výsledný strukturní záznam. Rozhraní může mít charakter detachmentu, kdy změna strukturního stylu probíhá skokem v úzké střižné zóně intenzivní deformace. Při velkém přemístění mezi bloky může být změna ve strukturním stylu zvýrazněna také ostrou změnou litologie. V opačném případě se přechod projevuje postupným zmenšováním úklonu planárních struktur, který sleduje nárůst intenzity metamorfózy a to bez přítomnosti výrazných synmetamorfních střižných zón. Přechodná zóna se pak vyznačuje transpozicí vrásnění a polydeformačním vývojem, které odrážejí kolísání hloubky rozhraní suprastruktury a infrastruktury.

Mezi těmito krajními členy se výrazněji uplatňuje tektonika spojek, která předpokládá vznik subhorizontálních staveb v širší deformační zóně odlišným způsobem, a to jako důsledek jednoduchého stříhu, kterým je akomodován rozdíl v přemístění mezi propojovanými úrovněmi. Přítomnost spojky umožňuje přenést část napětí (a tedy i deformace) napříč rozhraním, a tak poskytuje základ pro myšlenky, že orogeny mohou být systémy řízené zdola.

Termomechanické modely dávají procesům kvantitativní rámec a názorně ukazují časový vývoj základních strukturních rysů orogenu. Numerické modely předpovídají v infrastruktuře vznik kanálového toku, který se výrazně projevuje v případě kolize Himalájského typu, zatímco v akrečních orogenech jej představuje spíše sled duktilních příkrovů vyhřezávajících směrem do předpolí. Důsledkem odlišného charakteru kanálového toku je, že smysl pohybu je v případě akrečních orogenů na střižných zónách ohraničující kanál shodný, zatímco v orogenech Himalájského typu je opačný. Přestože jsou modely značným zjednodušením, jsou jejich výsledky v mnohých případech korelovatelné s daty ze známých orogenů.

Účelem této práce není přinést nové objevy, ale seznámit se s principy numerického modelování orogenů a připravit si teoretické zázemí pro navazující diplomovou práci, jejímž cílem bude charakterizovat strukturní vývoj mezi suprastrukturou a infrastrukturou na profilu

Rabštejn nad Střelou – Žlutice – Toužim (až po hranici s Mariánskolázeňským komplexem). Styl práce v terénu přitom bude v principu vycházet z Murphyho (1987) a pokusí se ve smyslu tektoniky spojek dokázat, že se děje v infrastruktuře mohou projevovat v suprastruktuře.

7. PODĚKOVÁNÍ

Poděkování patří Ondrovi Lexovi nejen za příjemný a velmi přínosný pobyt v terénu, ale i cenné rady, které mi pomohly k dokončení této práce. Děkuji také své rodině a všem blízkým za jejich trpělivost a pochopení, že jsem se jim pro hodiny strávené nad literaturou a u obrazovky počítače nemohl tak často věnovat. S díkem a úctou bych chtěl tuto bakalářskou práci věnovat své babičce, která mi svým životním postojem bude vždy vzorem a oporou.

8. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Afonso, J.C., Ranalli, G. (2004): Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete?, *Tectonophysics* 394, 221-232.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Medvedev, S. (2004): Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen, *J. Geophys. Res.*, 109, B06406
- Beaumont, C., Nguyen, M.H., Jamieson, R.A., Ellis, S. (2006): Crustal flow modes in large hot orogens, Channel Flow, Ductile Extrusion, and Exhumation of Lower-Midcrust in Continental Collision Zones (edited by Law, R.D., Searle, M.P., Godin, L.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 268, 91-145.
- Bourne, S.J., England, P.C., Parsons, B. (1998a): The motion of crustal blocks driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults, *Nature*, 391, 655-669.
- Bourne, S.J., Arndt, T., et al. (1998b): Crustal deformation of the Marlborough fault zone in the South Island of New Zealand: geodetic constraints over the interval 1982 - 1994, *Journal of Geophysical Research*, 103, 30147-30165.
- Boyer, S.E., Elliot, D. (1982): Thrust systems, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196-1230.
- Campbell, R.B. (1970): Structural and metamorphic transitions from suprastructure to infrastructure, Cariboo Mountains, British Columbia, *Structure of the Canadian Cordillera* (edited by Wheeler, J.O.), *Spec. Pap. Geol. Ass. Can.* 6, 67-72.
- Campbell, R.B. (1973): Structural cross-section and tectonic model of the southeastern Canadian Cordillera, *Can. J. Earth Sci.* 10, 1607-1620.
- Culshaw, N.G., C. Beaumont, R.A. Jamieson (2006): The orogenic superstructure-infrastructure concept revisited, quantified, and revived, *Geology*, 34, 733-736.
- Culshaw, N.G., Beaumont, C., Jamieson, R.A. (2004): Geodynamic models of contrasting structural styles and ages in upper and lower crust of collisional orogens: Resolution of the structural vs. seismic paradox: St. Catharines, Ontario, Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting Abstracts, 29, 331.
- Dallmeyer, R.D., Urban, M. (1998): Variscan vs. Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, *Geol. Rundsch.* 87, 94-106.
- De Sitter, L.U., Zwart, H. J. (1960): Tectonic development in supraand infra-structures of a mountain chain, 21st International Geological Congress, Copenhagen, 18, 249-256.
- Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., Zulauf, G. (1998): U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex - evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic), *Geol. Rundsch.* 87, 135-149.
- Cutler, J., Elliot, D. (1983): The compatibility equations and the pole to the Mohr circle, *Journal of Structural Geology*, 5, 28-297.
- <http://rock.geosociety.org/pub/posit/2006/2006154>
- Gleason, G.C., Tullis, J. (1995): A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell, *Tectonophysics*, 247, 1-23.
- Haller, J. (1955): Der zentrale metamorphe Komplex von NE-Grönland I., *Medd. Om Grönland*, 73, no. 3.
- Harrison, T.M. (1981): Diffusion of ^{40}Ar in hornblende, *Contrib. Miner. Petrol.* 78, 324-331.
- Cháb, J., Žáček, V. (1994): Metamorphism of the Teplá Crystalline Complex, KTB Report 94 (3), 33-37.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Nguyen, M. H. , Culshaw, N. G. (2007): Synconvergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western Grenville orogen, *Tectonics*, 26.
- Kreuzer, H., Müller, P., Okrusch, M., Schüssler, U., Seidel, E., Šmejkal, V., Vejnar, Z. (1990): Ar-Ar conformation for Cambrian, Early Devonian, and Mid-Carboniferous Tectonic Units at the Western Margin of the Bohemian Massif, 6. Rundgespräch Geodynamik des europ. Variszikums, 15.-18.11.1990; Clausthal-Zellerfeld (abstr.).
- Laubscher, H.P. (1983): Detachment, shear and compression in the central Alps, *Geological Society of America Memoir* 158, 191-211.
- Mackwell, S.J., Zimmerman, M.E., Kohlstedt, D.L. (1998): High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus, *J. Geophys. Res.*, 103, 975-984.
- Murphy, D.C. (1987): Suprastructure/infrastructure transition, eastcentral Cariboo Mountains, British Columbia: geometry, kinematics and tectonic implications, *J. Struct. Geol.* 9, 13-29.

- Pauselli, C., Ranalli, G., Federico, C. (2010): Rheology of the Northern Apennines: Lateral variations of lithospheric strength, *Tectonophysics* 484, Issues 1-4, 27-35.
- Ranalli, G. (2000): Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation, *J. Geodyn.* 30, 3-15.
- Ranalli, G., Rybach, L. (2005): Heat flow, heat transfer and lithosphere rheology in geothermal areas: Features and examples, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 148, Issues 1-2, 3-19.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C. (2001): Gravitational collapse of continental crust: Definitions, regimes, mechanisms and modes, *Tectonophysics*, 342, 435-449.
- Rosenberg, C.L., and Handy, M.R. (2005): Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust, *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 19-28.
- Schroeder, E. (1958): Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen), *Geologie*, 7, 465-483.
- Teyssier, C., Cruz, L. (2004): Strain gradients in transpressional to transtensional attachment zones, *Vertical Coupling and Decoupling in the Litosphere* (edited by Grocott, J., McCaffrey, K.J.W., Taylor, G., Tikoff, B.), Geological Society, London, Special Publications, 227, 101-115.
- Teyssier, C., Tikoff, B., Weber, J. (2002): Attachment between brittle and ductile crust at wrenching plate boundaries, *European Geophysical Union Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 75-91.
- Tikoff, B., Russo, R., Teyssier, C., Tommasi, A. (2004): Mantle-driven deformation of orogenic zones and clutch tectonics, *Vertical Coupling and Decoupling in the Litosphere* (edited by Grocott, J., McCaffrey, K.J.W., Taylor, G., Tikoff, B.), Geological Society, London, Special Publications, 227, 41-64.
- Tikoff, B., Teyssier, C., Waters, C. (2002): Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers, *European Geophysical Union Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 57-73.
- Vanderhaeghe, O., Teyssier, C. (2001): Crustal scale rheological transitions during late-orogenic collapse, *Tectonophysics*, 335, 211-228.
- Vauches, A., Tommasi, A. (2003): Wrench faults down to the asthenosphere: geological and geophysical evidence and thermo-mechanical effects, *Intraplate Strike-Slip Deformation Belts* (edited by Storti, F., Holdsworth, R.E., Salvini, F.), Geological Society, London, Special Publications, 210, 15-34.
- Wegmann, C.E. (1935): Zur Deutung der Migmatite, *Geologische Rundschau*, 26, 305-350.
- Wheeler, J.O., Campbell, R.B., Reesor, J.E., Mountjoy, E.W. (1972): Structural style of the southern Canadian Cordillera, *Guidebook X01-A01*, 24th Int. Geol. Congr. Montreal.
- Zang, S.X., Wei, R.Q., Ning, J.Y. (2007): Effect of the brittle fracture on the rheological structure of the lithosphere and its applications in the Ordos, *Tectonophysics* 429, 267-285.
- Zoback, M.D., Townend, J. (2001): Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere, *Tectonophysics* 336, 19-30.
- Zoth, G., Haenel, R. (1988): Thermal conductivity, *Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination* (edited by Haenel, R., Rybach, L., Stegena, L.), Kluwer Academic Publishers, 449-453.
- Zulauf, G. (2001): Structural style, deformation mechanisms and paleodifferential stress along an exposed crustal section: constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Bohemian Massif), *Tectonophysics* 332, 211-237.
- Zulauf, G., Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z. (1997): Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides), *Geol. Rundsch.* 86, 571-584.
- Žáček, V. (1994): Garnets and metamorphic evolution of the Teplá Crystalline complex, Western Bohemia, *Zbl. Geol. Paläont.* teil I. 7/8, 847-856.
- Žáček, V., Cháb, J. (1993): Metamorphism in the Teplá upland, Bohemian Massif, Czech Republic (preliminary report), *Věstník Českého geologického ústavu*, 68, 33-37.